

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



**PŘÍSPĚVEK ANTICYKLONÁLNÍCH FOREM CÍRKULACE  
K ASYMETRII ROZDĚLENÍ MEZIDENNÍCH ZMĚN  
TEPLOTY VZDUCHU**

**THE CONTRIBUTION OF ANTICYCLONIC  
CIRCULATION TO THE ASYMMETRY OF DAY-TO-DAY  
TEMPERATURE CHANGES DISTRIBUTION**

Diplomová práce

**Bc. Vladimír Piskala**

Praha, 2015

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Radan Huth, DrSc.

## **Zadání diplomové práce**

### **Název práce:**

Príspevek anticyklonálných forem cirkulace k asymetrii rozdelení mezidenních změn teplot vzduchu

### **Cíle práce:**

- Prostudovat odbornou literaturu týkající se anticyklón v mírných zeměpisných šířkách, jejich klimatologie, podmínek počasí v nich a radiačních procesů, a případně i možných souvislostí anticyklonální cirkulace s mezidenními změnami teploty. Zpracovat rešerši na toto téma.
- Charakterizovat anticyklonální podmínky v oblasti střední Evropy pomocí pole přízemního tlaku vzduchu a vybraných synoptických klasifikací. Analýzu zpracovat odděleně pro zimu a léto.
- Analyzovat vztahy mezi anticyklonální cirkulací a mezidenními změnami teploty, a to pro minimální teploty v zimě a maximální teploty v létě. Pomocí této analýzy ověřit hypotézu, že anticyklonální podmínky významně přispívají k tomu, že (i) malé poklesy minimální teploty jsou v zimě čtenější než její malé nárůsty a (ii) malé nárůsty maximální teploty jsou v létě čtenější než její malé poklesy. Konkrétně se zaměřit na dva úkoly: (i) liší se rozdelení mezidenních změn teploty za anticyklonálních situací od ostatních (všech) situací?; (ii) liší se četnost anticyklonálních forem cirkulace ve dnech s malými poklesy resp. nárůsty teploty vzduchu od ostatních (všech) dní?
- Výsledky vhodně spojit s výsledky analýzy vztahu přechodů front k asymetrii mezidenních rozdelení teploty, provedené v bakalářské práci V.Piskaly, a podat tak celistvý obraz synoptických vlivů na asymetrii rozdelení mezidenních změn teploty vzduchu.

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje:**

- pole přízemního tlaku vzduchu – z reanalýzy NCEP/NCAR nebo ERA-40
- synoptické klasifikace: Hess-Brezowsky, Brádka, vybrané klasifikace z databáze COST733 pro oblast střední Evropy (oblast D07)
- teplota vzduchu: vybrané stanice v ČR
- Analyzované období: podle dostupnosti dat, nejlépe 1961-2005

Datum zadání: 15. ledna 2014

Jméno studenta: Bc. Vladimír Piskala

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Radan Huth, DrSc.

Podpis vedoucího práce: .....

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 13. srpna 2015

Vladimír Piskala

Rád bych poděkoval vedoucímu diplomové práce, RNDr. Radanu Huthovi, DrSc., za cenné rady a čas věnovaný konzultacím.

## Abstrakt

Statistické rozdělení mezidenních změn teplot není symetrické a liší se také rozdělení mezidenních změn teplot pro zimu a léto. Cílem diplomové práce je spojit asymetrie rozdělení s fyzikální příčinou. Konkrétně prověřit hypotézu, že častější výskyt hodnot v intervalu 0 až  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  v zimě a 0 až  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  v létě souvisí s radiační bilancí při anticyklonálním prouděním nad střední Evropou. V práci je také popsán vztah změn teplot ze dne na den s přechody studených front v létě a teplých front v zimě. Změny teplot jsou počítány z minimální teploty vzduchu pro zimní měsíce (prosinec – únor) a maximálních teploty pro letní měsíce (červen – srpen) v letech mezi 1961 - 1991. K popisu cirkulačních podmínek ve střední Evropě jsou použity klasifikace synoptických situací Hesse a Brezowského, typizace HMÚ, a vybrané klasifikace z databáze COST733. Spojení anticyklonálního proudění s častějším ochlazováním v zimě se neprokázalo. Naopak v létě se souvislost mezi častějším oteplováním do  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  a anticyklonálním prouděním potvrdila. V obou případech pak k asymetrii rozdělení přispívá také advekce v zimě studeného vzduchu a v létě vzduchu teplého.

**Klíčová slova:** teplota vzduchu, mezidenní změny teplot, klasifikace synoptických situací

## Abstract

The statistical distribution of daily changes in temperature is not symmetrical, and also the day-to-day temperature changes distribution varies for winter and summer. The aim of submitted thesis is to connect the asymmetry of distribution with physical causes. Specifically, the aim is to check the following hypothesis: the more frequent occurrence of coolings up to  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  in winter and heatings up to  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  in summer is associated with radiation balance during the anticyclonic flow over Central Europe. The relationship of day-to-day temperature changes with passages of atmospheric fronts is also described. Temperature changes in winter (December – February) are calculated from minimum temperatures while in summer (June – August) maximum temperatures are used. The study period covers years between 1961 and 1998. The Hess-Brezowsky catalogue of weather types, the HMÚ classification and selected classifications of COST733 database are used for description of circulation conditions in Central Europe. The connection of anticyclonic flow with frequent coolings in winter was not proved. On the other hand, in summer, the association between frequent warmings and anticyclonic flow was confirmed. In addition, the advection of cold air in winter and warm air in summer also contributes to asymmetry of the distribution.

**Key words:** air temperature, day-to-day temperature changes, classification of synoptic weather types

# Obsah

Seznam obrázků, tabulek a grafů .....	9
1. Úvod.....	11
2. Anticyklóny .....	13
2.1 Všeobecná cirkulace atmosféry.....	13
2.2 Klasifikace anticyklón.....	17
2.3 Subtropické anticyklóny.....	18
2.2.1 Vznik subtropických anticyklón.....	19
2.2.2 Azorská výše .....	20
2.2.3 Havajská výše.....	21
2.4 Anticyklóny středních zeměpisných šířek .....	21
2.3.1 Vznik a vývoj anticyklón středních zeměpisných šířek .....	22
2.3.2 Pohyb postupujících anticyklón .....	23
2.3.3 Blokující anticyklóny .....	24
2.3.4 Index blokování.....	25
2.3.5 Klimatologie blokujících anticyklón.....	25
2.3.6 Charakteristické počasí při anticyklonálním proudění ve střední Evropě.....	27
2.3.7 Sibiřská anticyklóna .....	28
2.3.8 Kanadská výše.....	28
2.5 Polární anticyklóny .....	29
2.4.1 Arktická výše.....	29
2.4.2 Antarktická anticyklóna .....	29
3. Klasifikace synoptických situací .....	30
3.1 Subjektivní klasifikace .....	31
3.1.1 Klasifikace Hesse a Brezowského.....	32
3.1.2 Lambova klasifikace.....	34
3.1.3 Péczelyho klasifikace .....	35
3.1.4 Katalog ZAMG .....	35
3.1.5 Typizace povětrnostních situací HMÚ.....	36
3.2 Smíšené klasifikace .....	38
3.2.1 Objektivizovaná Lambova klasifikace .....	38
3.2.2 Objektivizovaná klasifikace Hesse a Brezowského .....	40
3.2.3 Klasifikace s využitím prototypů .....	40
3.3 Objektivní klasifikace .....	41
3.3.1 Metody založené na korelaci .....	42

3.3.2 Metody založené na redukci dat .....	43
3.3.3 Nelineární metody .....	44
4. Mezigodenní změny teplot a přechody front .....	45
5. Data a metody .....	48
6. Výsledky .....	50
6.1 Zima .....	50
6.1.1 Klasifikace Hesse a Brezowského.....	50
6.1.2 Typizace HMÚ .....	52
6.1.3 Klasifikace JCT - 9.....	53
6.1.4 Klasifikace JCT - 18.....	54
6.1.5 Klasifikace JCT - 27.....	56
6.1.6 Klasifikace GWT – 18.....	57
6.1.7 Klasifikace GWT – 27.....	58
6.1.8 Srovnání klasifikací.....	60
6.2 Léto .....	61
6.2.1 Klasifikace Hesse a Brezowského.....	61
6.2.2. Typizace HMÚ .....	62
6.2.3 Klasifikace JCT – 9 .....	64
6.3.4 Klasifikace JCT – 18 .....	65
6.3.5 Klasifikace JCT – 27 .....	66
6.3.6 Klasifikace GWT – 18.....	68
6.3.7 Klasifikace GWT - 27 .....	69
6.3.8 Srovnání klasifikací.....	71
7. Závěr .....	72
Seznam použité literatury .....	73
Seznam příloh .....	76
Přílohy.....	77



# Seznam obrázků, tabulek a grafů

## Seznam obrázků

<b>Obr. 1.1</b>	<i>Rozdělení mezidenních změn a) minimálních teplot v zimě a b) maximálních teplot v létě ve Strážnici</i>
<b>Obr. 2.1</b>	<i>Schématické znázornění hodnot vorticity v tryskovém proudění.</i>
<b>Obr. 2.2</b>	<i>Schéma horizontálního a vertikálního proudění v anticyklónách.</i>
<b>Obr. 2.3</b>	<i>Vertikální profil a) teplé anticyklóny, b) studené anticyklóny</i>
<b>Obr. 2.4</b>	<i>Vertikální struktura typické subtropické anticyklóny.</i>
<b>Obr. 2.5</b>	<i>Pohyby středů subtropických tlakových výší v průběhu roku.</i>
<b>Obr. 2.6</b>	<i>Hustota drah středů anticyklón pro a) severní a b) jižní polokouli.</i>
<b>Obr. 2.7</b>	<i>Stádia vývoje Rossbyho vln a vznik omega blokování.</i>
<b>Obr. 2.8</b>	<i>Sezónní distribuce blokujících anticyklón na jednotlivých polednicích pro a) jaro, b) léto, c) podzim a d) zimu.</i>
<b>Obr. 3.1</b>	<i>Pozice gridových bodů nad Británií použité pro výpočet proudění a vorticity.</i>
<b>Obr. 3.2</b>	<i>Přehled 12 oblastí, pro které jsou k dispozici vstupní data pro standardizované klasifikace.</i>

## Seznam tabulek

<b>Tab. 3.1</b>	<i>Klasifikace podle Hesse a Brezowského.</i>
<b>Tab. 3.2</b>	<i>Klasifikace podle Lamba.</i>
<b>Tab. 3.3</b>	<i>Situace pro klasifikace povětrnostních situací HMÚ.</i>

## Seznam grafů

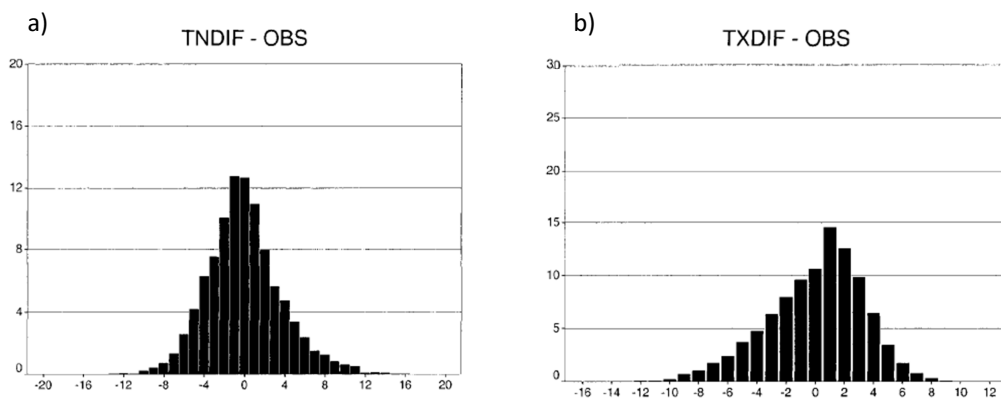
<b>Graf 4.1</b>	<i>Histogram mezidenních změn zimních minimálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov.</i>
<b>Graf 4.2</b>	<i>Histogram mezidenních změn letních maximálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov</i>
<b>Graf 4.3</b>	<i>Rozdělení mezidenních změn teplot v den přechodu studené fronty v létě. Graf je rozdělen podle času přechodu jednotlivých front.</i>
<b>Graf 4.4</b>	<i>Rozdělení mezidenních změn teplot v den přechodu teplé fronty v zimě. Graf je rozdělen podle času přechodu jednotlivých front.</i>
<b>Graf 4.5</b>	<i>Podíl mezi změnami teplot spojenými s přechodem front a všemi sledovanými změnami. Box plot pak znázorňuje rozptyl podílů mezi změnami teplot náhodně spojenými s přechody front a všemi sledovanými změnami.</i>
<b>Graf 6.1</b>	<i>Histogram mezidenních změn zimních minimálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov.</i>
<b>Graf 6.2</b>	<i>Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace Hesse a Brezowského pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.3</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci Hesse a Brezowského pro zimní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.4</b>	<i>Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.5</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro typizaci HMÚ v období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.6</b>	<i>Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 9 pro období 1961 – 1998.</i>

<b>Graf 6.7</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci JCT - 9 pro zimní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.8</b>	<i>Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 18 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.9</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci JCT - 18 pro zimní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.10</b>	<i>Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 27 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.11</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci JCT - 27 pro zimní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.12</b>	<i>Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 18 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.13</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci GWT - 18 pro zimní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.14</b>	<i>Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 27 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.15</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci GWT - 27 pro zimní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.16</b>	<i>Histogram mezidenních změn letních maximálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov.</i>
<b>Graf 6.17</b>	<i>Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace Hesse a Brezowského pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.18</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci Hesse a Brezowského pro letní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.19</b>	<i>Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.20</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro typizaci HMÚ pro letní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.21</b>	<i>Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 9 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.22</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci JCT - 9 pro letní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.23</b>	<i>Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 18 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.24</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci JCT - 18 pro letní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.25</b>	<i>Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 27 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.26</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci JCT - 27 pro letní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.27</b>	<i>Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 18 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.28</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci GWT - 18 pro letní sezóny 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.29</b>	<i>Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 27 pro období 1961 – 1998.</i>
<b>Graf 6.30</b>	<i>Výsledky testu Monte Carlo pro klasifikaci GWT - 27 pro letní sezóny 1961 – 1998.</i>

# 1. Úvod

Teplotní změny ze dne na den jsou podmíněny řadou fyzikálních procesů v atmosféře. Patří mezi ně například radiační bilance, advekce teplého či studeného vzduchu, stabilita nebo labilita atmosféry, ale také teplota a vlhkost, které charakterizují jednotlivé vzduchové hmoty. Statistické rozdělení těchto změn ovšem není symetrická a liší se i rozdělení mezi létem a zimou (HUTH et al. 2001). Ambicí následující práce je pokusit se tyto asymetrie spojit s konkrétní fyzikální příčinou.

Podle článku Huth et al. (2001) dochází v létě častěji k výraznému ochlazení o více než 5 °C, než k výraznému oteplení, zároveň se častěji otepluje v intervalu 0 až 3 °C, než se v intervalu 0 až -3 ochlazuje. V zimě je počet oteplení o více než 5 °C vyšší, než počet ochlazení a častěji dochází k ochlazení do -3 °C, než k oteplení do 3 °C (obr. 1.1).



**Obr. 1.1:** Rozdělení mezidenních změn a) minimálních teplot v zimě a b) maximálních teplot v létě ve Strážnici (HUTH et al. 2001)

Cíl diplomové práce je prověřit hypotézu, že anticyklonální podmínky významně přispívají k častějšímu mezidennímu ochlazování do -3 °C v zimě a četnějšímu mezidennímu oteplování do 3 °C v létě. Hypotéza je postavena na předpokladu, že při anticyklonálních podmínkách převládá jasné počasí bez výrazného proudění vzduchu. Teplotu pak nejsilněji ovlivňují radiační procesy. V zimě se přízemní vrstvy ochlazují od podchlazeného povrchu a díky jasné obloze také dochází k intenzivnímu dlouhovělnému vyzařování. Radiační bilance je záporná a teplota vzduchu klesá. Naopak v létě je radiační bilance kladná a vzduch se od prohřátého podkladu ohřívá. Ze dne na den tak teploty pozvolna rostou (Kyselý 2008).

Zmíněné hypotézy jsou ověřovány na datech ze stanice Praha-Karlov. Pro zimní období byly z důvodu lepší detekce ochlazení použity minimální teploty. V létě je pak oteplení zřetelnější při použití maximálních teplot. Anticyklonální podmínky proudění pro jednotlivé dny byly určeny z klasifikací synoptických situací Hesse a Brezowského, Lambovy klasifikace, typizace povětrnostních podmínek HMÚ, objektivizované Lambovy klasifikace podle Jenkinsona a Collisona JCT a Beckovy klasifikace GWT.

Rešeršní část práce je rozdělena do tří kapitol. První kapitola je věnovaná stručnému popisu anticyklón, jejich klimatologii a popisu převládajících meteorologických podmínek. Ve druhé kapitole jsou popsány vybrané klasifikace synoptických situací. V poslední části rešerše jsou shrnuty a testovány závěry bakalářské práce (PISKALA 2013), ve které byl zkoumán vztah mezi velkými mezidenními změnami nad 3 °C a přechody atmosférických front.

Propojení asymetrií změn mezidenních teplot s přechody front a cirkulačními typy jsou nastíněny v článku Huth et al. (2001), kde byly reálné mezidenní změny maximálních a minimálních teplot porovnávány se změnami maximálních a minimálních teplot simulovaných pomocí statistických metod. Jeden ze závěrů článku je konstatování, že změny generovaných teplot mají příliš symetrický tvar v důsledku absence fyzikálních procesů, které asymetrie v rozdělení způsobují. Spojení asymetrií změn mezidenních teplot s fyzikálními procesy by tak mohlo pomoci při nastavení modelů a generátorů teplot k dosahování reálnějších hodnot.

## 2. Anticyklóny

Anticyklóny lze popsat jako oblasti s vyšším tlakem vzduchu, než se nachází v jejich okolí. Na synoptických mapách jsou pak tlakové výše znázorněny alespoň jednou uzavřenou izobarou a označeny písmenem V (výše) na českých nebo H (high) na anglických mapách (SOBÍŠEK et al. 1993). Anticyklóny patří mezi základní tlakové útvary a v mnoha ohledech jsou opaky cyklón. Ovšem na rozdíl od cyklón, jsou výše prostorově rozsáhlejší. Průměrná velikost dobře vyvinuté cyklóny s jedním středem bývá do 1000 km. Dobře vyvinuté anticyklóny mají průměry i přes 2000 km. Větší jsou i středy anticyklón, které bývají širší, plošně rozsáhlejší a zpravidla ne tak výrazné jako středy cyklón (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

### 2.1 Všeobecná cirkulace atmosféry

Rozdíly v přízemním tlaku vzduchu na různých místech planety jsou dány především nerovnoměrným příjmem sluneční energie. Větší příjem tepla v rovníkových oblastech a deficit energie na pólech vytváří rozdíly v teplotách, hustotě a tedy i tlaku vzduchu. Pomineme-li další faktory, tato geografická nerovnováha by vedla ke vzniku pásu nízkého tlaku vzduchu nad rovníkem, kde by prohřátý vzduch stoupal vzhůru. Ve výšce by vzduch proudil směrem k pólům, kde by sestupoval a vytvářel tak oblasti s vysokým tlakem vzduchu. Cirkulace by se následně uzavřela přízemním prouděním směrem k rovníku. Zmíněnou cirkulaci jako první popsal George Hadley už v roce 1735. Hadleyho cirkulace ovšem neodpovídá realitě, protože zanedbává rotaci Země nebo nerovnoměrné rozložení pevnin a oceánu (OLIVER et al. 2005).

Zohledněním rotace Země se Hadleyho cirkulace omezí jen na oblast od rovníku ke zhruba 30° zeměpisné šířky. Zmenšení Hadleyho buňky je zapříčiněno Coriolisovou silou, která odchyluje proudící vzduch na severní polokouli doprava a na jižní doleva. V případě, že by Země rotovala pomaleji, byl by pás vysokého tlaku vzduchu posunut více k pólům a naopak (OLIVER et al. 2005). Po započtení rotace se dále vytvoří cirkulace nad póly. Cirkulace v polární i Hadleyho buňce jsou podmíněny termicky. Zatímco v Hadleyho buňce je hlavní faktor vzniku cirkulace silná konvekce v oblasti rovníku, v polární buňce je cirkulace poháněna především intenzivní subsidencí vzduchu nad póly. Ve středních zeměpisných šířkách se nachází Ferrellova buňka, která se formuje v důsledku pohybů vzduchu v polární a Hadleyho buňce (ALLABY 2007).

Zjevné a latentní teplo jsou v Hadleyho buňce vyzdvihovány vzhůru a mění se na potenciální energii, která je dále přepravována směrem k pólům. Společně s energií a teplem je díky rotaci Země přepravována i hybnost vzduchových hmot. Vzhledem k zákonu zachování momentu hybnosti platí, že při přesunu vzduchu do vyšších zeměpisných šířek (klesá vzdálenost k ose rotace), se úhlová rychlost vzduchu zvyšuje. Výsledkem je akcelerace vzduchových částic a zformování západního tryskového proudění v oblastech kolem 30° zeměpisné šířky (BARRY a CARLETON 2001).

Ve středních šířkách je meridionální transport tepla a energie zajišťován putujícími a sezónními cyklóny a anticyklóny (ALLABY 2007).

Důležitou roli v globální cirkulaci hraje také rozmístění kontinentů a oceánů a orografické podmínky v různých částech planety. Zároveň proudění vzduchu přispívá k formování mořských proudů v oceánech, přičemž oba systémy jsou spojeny složitými zpětnými vazbami a navzájem se ovlivňují (SOBÍŠEK et al. 1993).

Při formování a vývoji subtropických i mimotropických anticyklón hraje důležitou roli také tryskové proudění a vorticity (BARRY a CARLETON 2001).

### Tryskové proudění

Tryskové proudění nebo také jet stream je silné proudění vzduchu ve vyšší troposféře, které má tvar úzké zploštělé trubice (SOBÍŠEK et al. 1993). Rychlosti větru v jet streamu se pohybují od 30 m/s (podle WMO<sup>1</sup> hraniční rychlost definice tryskového proudění) po extrémní hodnoty nad 135 m/s (BARRY a CHORLEY 2009). Společně s vysokými rychlostmi proudění je jet charakteristický i výraznými stříhy větru. Podle WMO (2015) se tryskové proudění vyznačuje horizontálním stříhem větru alespoň 5 m/s na 100 km a vertikálním stříhem 5-10 m/s na 1 km (SOBÍŠEK et al. 1993). V horizontálním směru dosahují trysková proudění tisíců kilometrů, což z nich dělá jev planetárního měřítka. Ve vertikálním směru mají jety obvykle od 1 do 5 km v závislosti na typu konkrétního proudění (BARRY a CHORLEY 2009).

Na každé polokouli existují dvě výrazné tryskové proudění. Jedná se o subtropický a polární jet. Osa subtropické tryskové proudění se v zimních měsících nachází kolem 30 ° a v letních měsících kolem 40 – 45 ° severní šířky ve výšce izobarické hladiny 200 hPa (SOBÍŠEK et al. 1993).

Subtropický i polární jet stream je řízen jednak přebytkem momentu hybnosti, ale hlavně velkým horizontálním a vertikálním teplotním gradientem. Všechny jety jsou tedy podmíněny termicky. Největší teplotní gradienty se nacházejí na styku polární a Ferrelovy buňky a na styku Hadleyho a Ferrelovy buňky na rozhraní s tropopauzou (ALLABY 2007). V závislosti s kolísáním gradientu teplot se mění i rychlost jetu. Nejsilnější bývají polární jety v zimním období, kdy se na polární frontě stýká chladný polární vzduch s relativně teplými subtropickými vzduchovými hmotami (BARRY a CARLETON 2001).

Trysková proudění v atmosféře meandrují a vytváří řadu zákrutů. Tyto meandry se nazývají planetární nebo také Rossbyho vlny. Počet vln lze určit podle vzorce 2.1, kde  $U$  představuje horizontální rychlost proudění,  $L$  vzdálenost mezi hřebenem a brázdou a  $\Omega$  úhlovou rychlost Země ( $7,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ).

$$R_o = \frac{U}{2\Omega L} \quad 2.1)$$

---

<sup>1</sup> WMO – World Meteorological Organization

Počet vln závisí na zvolené hranici rychlosti zonálního proudění. Zpravidla se počet vln pro proudění nad 30 m/s pohybuje mezi 3 až 7 (ALLABY 2007).

## Vorticity

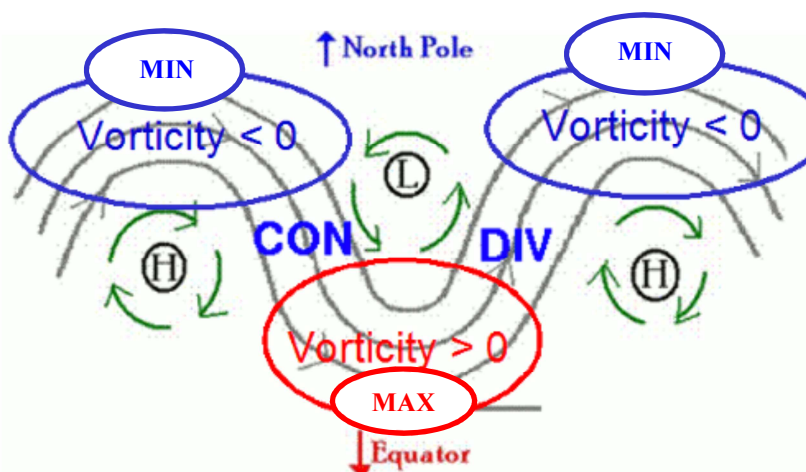
Vorticity, nebo vírnatost, je veličina, která vyjadřuje míru rotace kolem dané osy (SOBÍŠEK et al. 1993). V případě rotace kolem vertikální osy lze vorticitu vyjádřit jako vzorec 2.2, kde  $v$  je zonální a  $u$  meridionální složka větru. Zbývající členy vyjadřují osy v souřadnicovém systému, kde  $x$  představuje osu v zonálním směru a  $y$  osu v meridionálním směru.

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad 2.2)$$

Podle zvoleného souřadnicového systému se rozlišuje *absolutní a relativní* vorticity (SOBÍŠEK et al. 1993). V případě, že je souřadnicový systém pevně spjat s rotující Zemí, jedná se o relativní vorticitu  $\xi_R$ . Naopak, absolutní vorticity  $\xi_A$  rotaci Země zohledňuje, přičemž mezi absolutní a relativní vorticitou platí vztah podle vzorce 2.3. Člen  $f$  značí Coriolisův parametr<sup>2</sup>.

$$\xi_A = \xi_R + f \quad 2.3)$$

Záporné hodnoty vorticity značí na severní polokouli pohyb po směru hodinových ručiček (anticyklonální proudění) a kladná vorticity naopak pohyb proti směru (cyklonální směr proudění). Maximální kladné hodnoty vorticity bývají v cyklónách a brázdách nízkého tlaku vzduchu, kdežto minimální záporná vorticity se nachází v anticyklónách a na hřebenech vysokého tlaku (obr. 2.1). Následně se pak vzduchové částice dostávají do oblastí s nižší (vyšší) vorticitou, přičemž tento proces je označován jako advekce kladné (záporné) vorticity (ALLABY 2007).

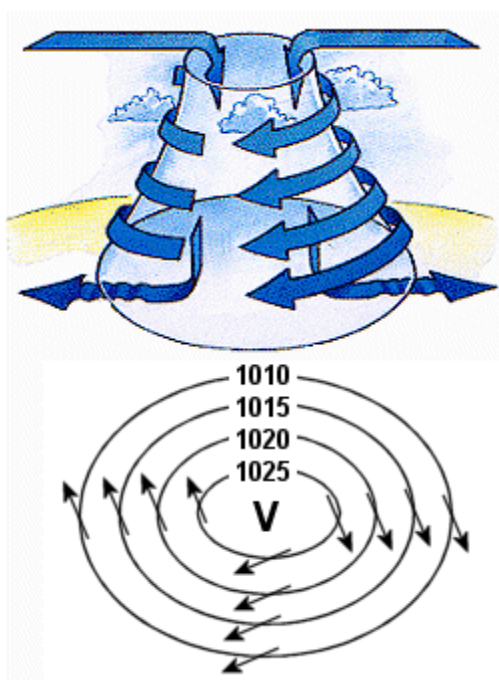


**Obr. 2.1:** Schématické znázornění hodnot vorticity v tryskovém proudění. CON – konvergence proudění ve výšce, DIV – divergence proudění ve výšce (HARKEY 2010).

<sup>2</sup> Coriolisův parametr lze vyjádřit jako  $f = 2\Omega \sin \varphi$ , kde  $\Omega$  značí úhlovou rychlost rotace Země a  $\varphi$  zeměpisnou šířku.

## Pohyb vzduchu v anticyklónách

Vzduch v anticyklónách má tendenci proudit od středu směrem k okrajům do oblastí s nižším tlakem, působí zde síla tlakového gradientu. V okamžiku pohybu začíná na vzduch působit Coriolisova síla. Výsledná rovnováha mezi silou tlakového gradientu a Coriolisovou silou umožňuje vznik anticyklonální cirkulace, což je na severní polokouli proudění vzduchu po směru otáčení hodinových ručiček podél uzavřených izobar. Na jižní polokouli je směr proudění v anticyklónách opačný (ALLABY 2007). Anticyklonální cirkulace je mimo tlakové výše přítomna i u hřebenů vysokého tlaku vzduchu.



**Obr. 2.2:** Schéma horizontálního a vertikálního proudění v anticyklónách (KST 2015)

Nedílnou součástí anticyklon je přítomnost přízemní horizontální divergence, tedy „rozbíhavosti“ vzduchu a horizontální vzdušné konvergence, neboli „sbíhavost“ proudů. Rovnováha mezi přebytkem vzduchu, který vznikl konvergencí, ve výšce a nedostatkem vzduchu vinou divergence při zemi, je dána přítomností sestupných vertikálních pohybů (obr. 2.2). Rychlost sesedání se pohybuje v cm za sekundu a je tedy zhruba o dva řády nižší než horizontální rychlosti větru. Vertikální pohyby v tlakových útvarech jsou dány působením ageostrofických složek větru a jsou do značné míry určující pro vývoj počasí. Sestupné pohyby v anticyklónách (a hřebenech vysokého tlaku vzduchu) jsou totiž spojeny s adiabatickým oteplováním klesajícího vzduchu, což se projevuje rozpouštěním oblačnosti a tvorbou subsidenčních inverzí. Nízká rychlost vertikálních pohybů v tlakových útvarech není možné měřit pomocí standartních měření a je proto nutné je počítat (PECHALA, BEDNÁŘ 1991).



## 2.2 Klasifikace anticyklón

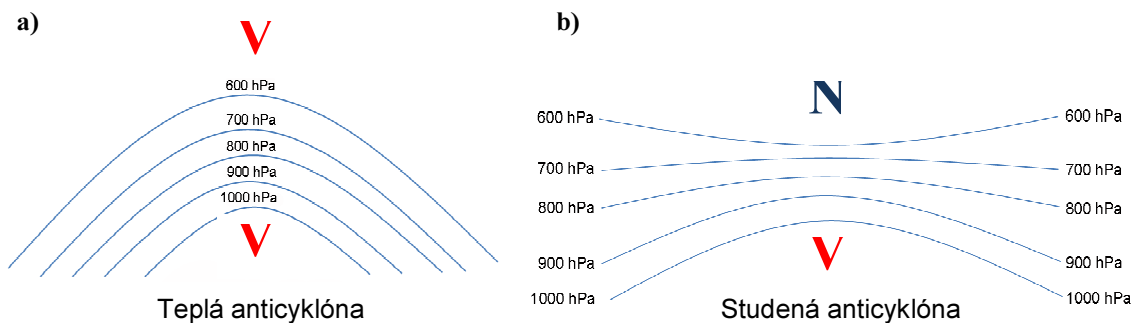
Anticyklóny lze dělit podle různých kritérií a faktorů. V literatuře se anticyklóny nejčastěji dělí podle termických poměrů na *teplotně symetrické*, které se dělí na *teplé (s teplým jádrem)* a *studené (se studeným jádrem)* a *teplotně asymetrické*. Rozšířená je také klasifikace podle geografické polohy na anticyklóny *subtropické*, *mírných šířek*, *polární (též glaciální)* a *kontinentální*. Nabízí se také klasifikace podle vertikální mohutnosti tlakových výší na *vysoké a nízké*, nebo podle mechanismu vzniku na *dynamické a termické* anticyklóny. Rozlišují se také anticyklóny podle pohybu v atmosféře na *kvazistacionární a postupující (uzavírající)*. Podle délky setrvání *kvazistacionárních* tlakových výší se anticyklóny dělí na *kvazipermanentní a sezónní* (SOBÍŠEK et al. 1993).

### Teplé anticyklóny

Teplé anticyklóny se formují jižně od polární fronty v oblastech subsidence teplého a suchého vzduchu. Jedná se tak výhradně o *subtropické* tlakové výše. Subsidence je zde podmíněna především cirkulací vzduchu v Hadleyho buňce a jde tedy o *dynamické* anticyklóny. Při sesedání je vzduch adiabaticky ohříván a je proto v celém vertikálním profilu anticyklón teplejší než v okolí (SOBÍŠEK et al. 1993). Teplé tlakové výše jsou dobře vyjádřeny v celé troposféře, jedná se o *vysoké* anticyklóny (obr. 2.3).

### Studené anticyklóny

Studené anticyklóny vznikají extrémním radiačním ochlazováním vzduchu nad chladným povrchem. Mechanismus vývoje studených anticyklón odpovídá charakteristikám termicky podmíněných výší. Všechny studené anticyklóny jsou zároveň *termické*. Ideální podmínky vzniku studených tlakových výší panují nad ledovci, nebo v zimě nad sněhem pokrytými kontinenty. Charakteristická je také rychlá změna tlaku s výškou. Studené anticyklóny jsou vždy *nízké*, s vertikálním rozsahem do 2 km (SOBÍŠEK et al. 1993). Ve vyšších patrech troposféry se nad oblastmi s chladným vzduchem obvykle tvoří výškové tlakové níže (obr. 2.3).



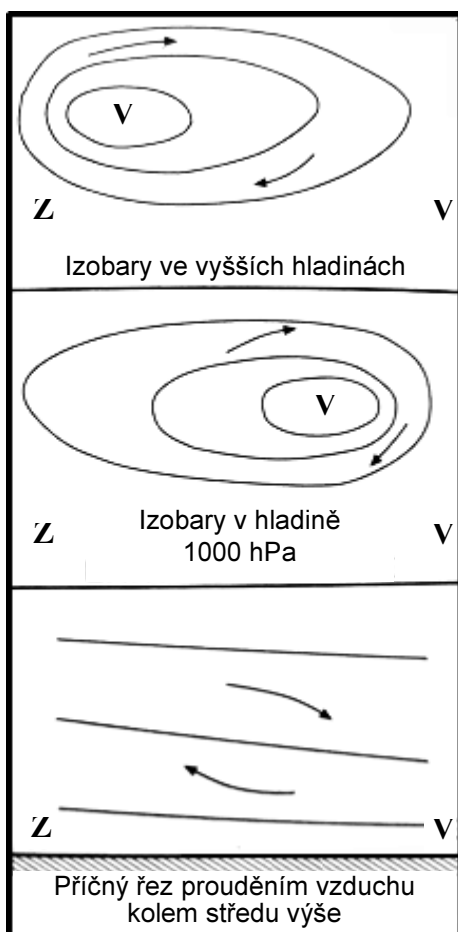
Obr. 2.3: Vertikální profil a) teplé anticyklóny, b) studené anticyklóny

## Teplotně asymetrické anticyklóny

Jedná se o tlakové výše, ve kterých je přítomný horizontální teplotní gradient. Rozdíly v teplotách mezi studenou a teplou částí mohou dosahovat 5 až 15 °C. Teplý bývá na severní polokouli západní a severozápadní sektor, naopak studená bývá východní a jihovýchodní část výše. Teplotně asymetrické bývají především *postupující* anticyklóny, které mají po svém vzniku tendenci posouvat se do nižších zeměpisných šířek. Tam se postupně stabilizují a mění se z *nízkých* na *vysoké*. Takové anticyklóny se transformují z *teplotně asymetrických* na *teplé* (SOBÍŠEK et al. 1993).

### 2.3 Subtropické anticyklóny

Jednotlivé subtropické anticyklóny jsou součástí subtropického pásu vysokého tlaku vzduchu, který se nachází zhruba od 20 ° do 40 ° severní a jižní šířky. Na jižní polokouli je pás vysokého tlaku zřetelnější a kompaktnější, což je dáno především menší plochou kontinentů. V zimním období se zde vytváří téměř uzavřený pás vysokého tlaku. V letním období je pás nad Jižní Amerikou přerušen, přesto ale zůstává zřetelný. Na severní polokouli jsou tlakové výše od sebe odděleny. Nejmohtnější

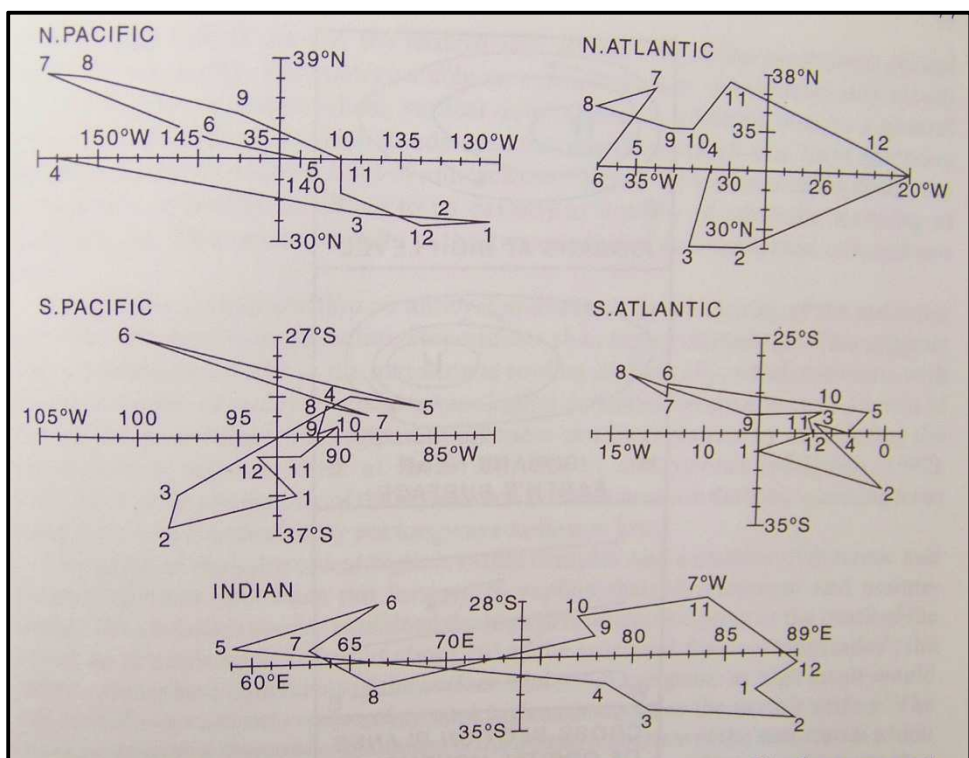


**Obr. 2.4:** Vertikální struktura typické subtropické anticyklóny (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998). (Z – západ, V – východ)

a nejrozsáhlejší bývají v létě. V zimních měsících jsou výše často propojeny skrze hřebeny vysokého tlaku s anticyklónami nad kontinenty ve vyšších zeměpisných šířkách (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998).

Většina subtropických výší má charakteristický eliptický tvar, kde se střed výše nachází ve východní části a zbytek tlakového útvaru je protáhlý směrem na západ. Tvar anticyklón na přízemních mapách souvisí s jejich vnitřní stavbou. Zatímco při zemi je střed ve východní části anticyklóny, ve výšce je situace opačná a střed se nachází v západní části výše. Vertikální profil anticyklón (obr. 2.4) navíc naznačuje, že pohyb vzduchu kolem středu výše není úplně paralelní se zemským povrchem, ale je lehce ukloněn směrem k východu. Uklonění má za následek zesílení subsidenčních pohybů na východní straně výše a výskyt slabých vzestupných proudů na západní straně anticyklóny. Pospaná struktura je příčinou odlišného typu počasí na obou stranách výše (BRIDGMAN a OLIVER 2006, MCGREGOR a NIEUWOLT 1998).

Velikost, intenzita a geografická poloha tlakových výší se během roku periodicky mění. V zimních měsících jsou centra anticyklón blíže rovníku, zatímco v letních měsících se centra výší přesouvají na severní polokouli k severu a na jižní k jihu. Pohyb center v poledníkovém směru je spojen se sezónním pohybem intertropické zóny konvergence. Zároveň byl pozorován pohyb center anticyklón podél rovnoběžek. V době zimy na severní polokouli se všechny subtropické anticyklóny (až na jihopacifickou anticyklónu) nachází ve východní části oceánů, kdežto během léta se přesunou na západ (obr. 2.5). Příčina pohybu ve směru východ-západ není zcela zřejmá (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998). Pravděpodobně se tak děje díky subtropickému jet streamu, který je v létě zesilován asymetrickým prohříváním pevnin a oceánů. Stacionarita Rossbyho vln v letním období je pak zapříčiněna přebytkem latentního tepla nad východní Asií v době monzunů. Latentní teplo nad východní Asií je nejdůležitějším zdrojem energie při utváření letní cirkulace vzduchu v subtropích na severní polokouli (CHEN et al. 2001).



**Obr. 2.5:** Pohyby středů subtropických tlakových výší v průběhu roku. Čísla značí měsíce. (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998)

### 2.2.1 Vznik subtropických anticyklón

Vznik subtropických tlakových výší je podmíněn celou řadou faktorů. Existuje několik termálních i dynamických teorií, které se snaží vysvětlit vznik a udržování subtropických anticyklón. Základní dynamická teorie vysvětluje vznik výší jako výsledek cirkulace vzduchu v Hadleyho buňce. Subsidence vzduchu v oblastech vyššího tlaku vzduchu je podmíněna přítomností antipasátů, které zajišťují přenos vzduchu a latentního tepla v meridionálním směru. Zmíněná teorie však zanedbává častou absenci antipasátů, přičemž tlakové útvary by pak nemohly existovat celoročně. Jiná

dynamická teorie přisuzuje vznik subtropických anticyklón polárním vzduchovým hmotám. Teplotně asymetrické anticyklóny blízko polární fronty, díky změně Coriolisovy síly se změnou zeměpisné šířky, vykazují tendence pohybovat se k rovníku, zatímco tlakové níže se pohybují směrem k pólům. Pohyb anticyklón, které jsou spojeny s pohybem studeného vzduchu na polární frontě, regeneruje stávající subtropické anticyklóny. Výlevy studeného vzduchu se odehrávají především na východní straně oceánů, kde se nacházejí studené oceánské proudy. Tato teorie byla přijata jako vysvětlení hlavní příčiny kolísání intenzity subtropických anticyklón v řádu několika dnů (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998).

Termální teorie předpokládají dvě různé příčiny vzniku výší a to ochlazování vzduchu ve vyšších patrech troposféry a ochlazování vzduchu u zemského povrchu. K ochlazování vzduchu ve výšce dochází při Hadleyho cirkulaci, kdy vzduch proudící směrem k pólům vyzařuje dlouhovlnného záření do vesmíru. Takto ochlazené vzduchové hmoty mají větší hustotu a s rostoucí vzdáleností od rovníku klesají k zemi. Ochlazování od zemského povrchu se děje především nad studenými oceánskými proudy a v zimě nad kontinenty. Ochlazování vzduchu nad studenými proudy je hlavní důvod asymetrie vertikálního profilu anticyklón a tím i příčinou rozdílné polohy středu výší u zemského povrchu a ve výšce (obr. 2.4). Ochlazování nad kontinenty v zimních měsících je příčinou rozšíření subtropických anticyklón i nad kontinenty (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998).

Na vývoji a udržování subtropických anticyklón se podílejí jak termické tak dynamické procesy. Ovšem pravděpodobně nejdůležitějším dynamickým mechanismem je Coriolisův efekt (MCILVEEN 1991).

Podle průměrné geografické polohy se rozlišují anticyklóny na severní polokouli *azorská (někdy také bermudská) a havajská*. Na jižní polokouli jsou výrazné *svatohelenská, mauricijská a jihopacifická* tlaková výše. Jedná se o akční *kvazistacionární* centra atmosféry, která jsou dobře patrná celoročně (SOBÍŠEK et al. 1993).

### **2.2.2 Azorská výše**

Azorská, severoatlantická nebo také v americké literatuře označována jako bermudská anticyklóna je stabilní tlakový útvar nad Atlantským oceánem. Představuje jedno z globálních akčních center cirkulace a společně s Islandskou níží tvoří severoatlantickou oscilaci. Střed anticyklóny se v zimě pohybuje kolem 30° severní šířky tedy jižně od Azorských ostrovů (SOBÍŠEK et al. 1993). V létě se střed přesouvá směrem k severu a hřeben vysokého tlaku, spojený s Azorskou výší, se často nasouvá na Pyrenejský poloostrov až do severního Německa nebo jihovýchodní Anglie. Tyto situace jsou spojeny s letními vlnami veder v západní Evropě. Průměrný tlak ve středu výše se v létě i v zimě pohybuje kolem 1024 hPa. Tlaková výše je protáhlá podél

rovnoběžky a je dostatečně velká a mohutná, aby ovlivňovala dráhy hurikánů (OLIVER et al. 2005).

Počasí na Azorských ostrovech nedaleko středu výše je charakteristické slabým a proměnlivým větrem. Díky výškové divergenci proudění a následné subsidenci převládá jasno nebo skoro jasno. Ve východní části je subsidence nejsilnější, což způsobuje horké a suché klima. Na západě jsou pak sestupné proudy zčásti kompenzovány horizontálními pohyby vzduchu v anticyklóně, které jsou mírně ukloněny (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998). Počasí je pak více proměnlivé a klima je celkově vlhčí (OLIVER et al. 2005).

### 2.2.3 Havajská výše

V literatuře je havajská výše označována také jako severopacifická nebo honolulská (SOBÍŠEK et al. 1993). Střed anticyklóny se pohybuje od 30 – 40° severní šířky, během léta se pak střed pohybuje kolem 150° západní délky. V zimě se střed nachází poblíž 130° západní délky (MCGREGOR a NIEUWOLT 1998). Výše je nejmohutnější a nejrozsáhlejší v létě, kdy se tlak ve středu v průměru pohybuje kolem 1026 hPa. Rozsah v létě je dostatečně velký na to, aby výše ovlivňovala cirkulaci ve středních šířkách. V zimě je díky relativně teplému Tichému oceánu tlaková výše menší a slabší, ale pořád rozeznatelná. Lednový průměrný tlak ve středu činí 1020 hPa. Během zimy se střed výše přesouvá směrem k rovníku. Havajská výše představuje jedno z výrazných akčních center atmosféry a je součástí severopacifické oscilace (OLIVER et al. 2005).

V létě se výše vysunuje směrem k severu a způsobuje suché a horké počasí na západním pobřeží Severní Ameriky. Právě díky tomuto efektu panuje v Kalifornii středomořský typ klimatu (OLIVER et al. 2005).

## 2.4 Anticyklóny středních zeměpisných šířek

Anticyklóny ve středních šířkách nejsou, na rozdíl od subtropických výší, kvazipermanentní. Může za to převládající západní proudění. Výjimku tvoří jen studené *kontinentální* výše, které se tvoří v zimním období nad podchlazenou pevninou. Jsou to Sibiřská a Kanadská anticyklóna, které jsou *sezónní*. Ostatní anticyklóny středních šířek patří do kategorie *postupujících a uzavírajících* nebo *místních*. Tyto anticyklóny jsou *teplotně asymetrické* (SOBÍŠEK et al. 1993).

*Místní* anticyklóny se mohou vytvářet v nevýrazném poli tlaku vzduchu. Délka trvání je jen krátká od několika hodin po jednotlivé dny. Místní anticyklóny se dále nevyvíjejí a obvykle se záhy rozpadají (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

### 2.3.1 Vznik a vývoj anticyklón středních zeměpisných šířek

Anticyklóny ve středních zeměpisných šířkách vznikají a vyvíjí se v důsledku následujících procesů v atmosféře: (MÜLLER 2014)

- Baroklinní instabilita na přední straně výškového hřebene
- Výšková konvergence proudění a následná subsidence
- Stacionarizace tryskového proudění – blokování
- Termicky podmíněná anticyklogeneze

Nejčastější příčinou vzniku výše je zesílení studeného hřebene vyššího tlaku vzduchu za studenou frontou v týlu cyklóny (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009). Na přední straně tohoto hřebene se pak zpravidla objevuje pole vzestupu tlaku, které je zárodkem nově vznikající anticyklóny. Právě v oblasti pod přední částí výškového hřebene se výše vyvíjejí nejčastěji (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

Výšková konvergence proudění je při vzniku postupujících výší úzce spjata s polárním jet streamem. Podle obrázku 2.1 dochází ke konvergenci v místech, kde proudění směřuje od hřebenu do brázdy. V tom případě se vzduchové částice pohybují směrem k jihu a tak i dál od středu rotace Země. Vzhledem k zákonu zachování hybnosti se částice postupně zpomalují a následně dochází k subsidenci přebytečného vzduchu. Při zemi pak lze pozorovat divergenci proudění. Ve stejném směru je také transportována negativní vorticity, která vzniku anticyklón přispívá (YOUNG 1994).

Stacionarizace rozvlákněného tryskového proudění má za následek omezení nebo přerušování západního proudění, který řídí pohyb tlakových útvarů. Anticyklóny se stávají málo pohyblivé a zůstávají na stejné pozici několik dní až týdnů (ALLABY 2007). Tato situace se nazývá blokování západního proudění a je popsána níže.

Vznik *kontinentálních* výší je podmíněn termicky. Důležitou roli hraje radiční ochlazování od podchlazeného povrchu. Vzhledem k nižší tepelné kapacitě pevniny se kontinenty rychleji ochlazují a v porovnání s oceánem je pevnina výrazně studenější. Studené anticyklóny nebývají příliš mocné, nejčastěji dosahují výšek okolo 2 – 2,5 km (ALLABY 2007).

Putující anticyklóny postupně procházejí vývojem od stadia vzniku, přes stádium zesilování, až po stádium postupného rozpadávání. Počáteční stádium zahrnuje dobu po zformování první uzavřené izobary. Následuje stádium zesilování, které trvá až do dosažení nejvyššího tlaku ve středu výše. Stádium rozpadávání pak představuje dobu, kdy anticyklóna postupně slábne a zaniká (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

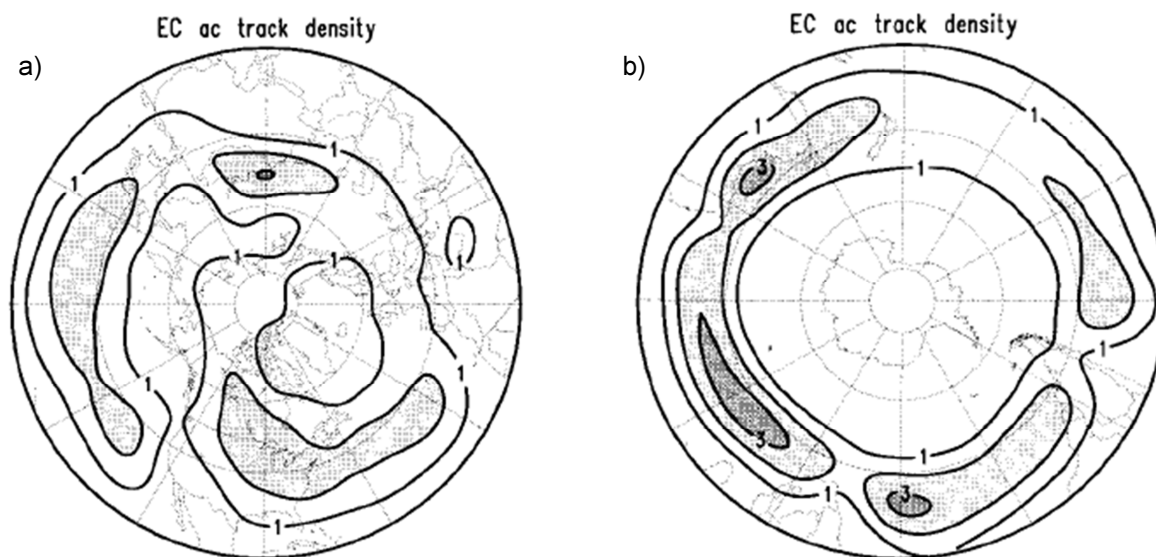
Intenzita anticyklón může kolísat a fázi slábnutí vystřídá opět fáze zesilování. Popsaný proces se nazývá regenerace anticyklón. Regenerace nastává například při přemístění výše z moře nad podchlazenou pevninu, advekcí chladného vzduchu do oblasti stárnoucí anticyklóny nebo při změně cirkulačních podmínek, ve kterých je možný opětovný dynamický růst tlaku (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

### 2.3.2 Pohyb postupujících anticyklón

Jak je zmíněno výše, anticyklóny jsou ve středních šířkách ovlivněny převládajícím západním prouděním. Trajektorie středů anticyklón jsou zpravidla odkláněny k jihu. V ideálním případě by tak anticyklóny postupovaly jihovýchodním směrem. V důsledku dalších dynamických procesů v atmosféře a vlivem orografie je však směr často komplikovaný a trajektorie mnohdy připomínají smyčky (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

Rychlost postupu je velmi široká, pohybuje se od 0 do 100 km/h. V průměru je pak v Evropě rychlost pohybu výši mezi 30 a 40 km/h. Rychlost závisí také na ročním období. Platí, že v zimě bývá rychlost postupu nejrychlejší, což opět souvisí s tryskovým prouděním. V zimě, díky největšímu horizontálnímu gradientu teploty v meridionálním směru, je jet nejsilnější a s ním také proudění v horních patrech troposféry. Právě rychlost řídícího proudění do značné míry určuje i rychlost tlakových útvarů. Postupující anticyklóny se také mohou stát málo pohyblivé nebo blokující (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

Na severní polokouli se středy anticyklón pohybují nejčastěji nad střední a východní Asií, což odpovídá pozici sibiřské anticyklóny. Frekventovaný je také pás v Tichém oceánu od Japonska po západní pořeží Severní Ameriky nebo pás vybíhající od oblasti Velkých jezer nad severní Atlantik (obr. 2.6a). Tyto maxima hustot drah anticyklón leží jižně od hlavních drah cyklón. Na jižní polokouli se nejhustší dráhy výši překrývají s pásem subtropických anticyklón. Dále k jihu pak začíná oblast pohybu cyklón a tlakové výše se zde prakticky nevyskytují (obr. 2.6b). Nad samotnou Antarktidou jsou stacionární výše vyloučeny kvůli vysoké nadmořské výšce kontinentu, která je limitující pro zvolenou metodu detekce drah (SINCLAIR a WATTERSON 1999).

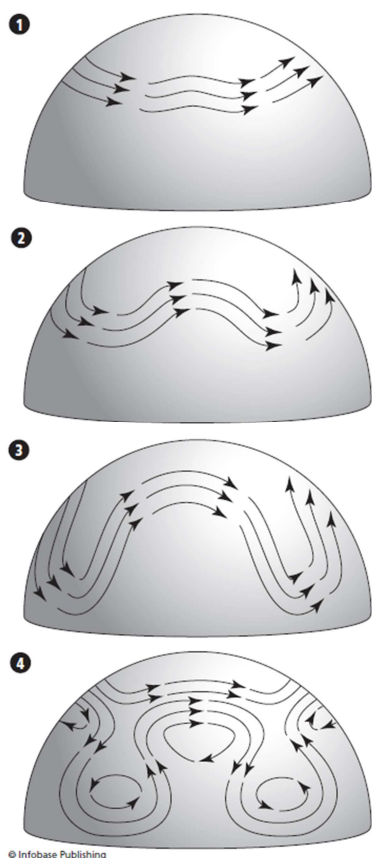


**Obr. 2.6:** Hustota drah středů anticyklón pro a) severní a b) jižní polokouli. Čísla značí průměrný počet drah anticyklón v okruhu 5° za měsíc. Započítány jsou jen anticyklóny s délkou doby trvání více než 2 dny. Pozorovaná data byla převzata z ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecast (SINCLAIR a WATTERSON 1999).

### 2.3.3 Blokující anticyklóny

Blokující anticyklóny jsou výše ve středních šířkách, které tvoří překážku v postupu frontálních cyklón dále na východ (SOBÍŠEK et al. 1993). K blokování dochází při výrazném meridionálním proudění ve vyšších hladinách, přičemž tato cirkulace přetrvává často déle než 7 dní. Po dobu blokování je systém bez pohybu, nebo se jen velmi pomalu přesouvá k západu (SOBÍŠEK et al. 1993).

V létě dochází k blokování nejčastěji při vysunutí hřebene vysokého tlaku vzduchu spojeného s Azorskou výší. Hřeben často zasahuje až k Britským ostrovům nebo do severního Německa (SOBÍŠEK et al. 1993). Při této situaci je proudění ukloněno k severu a má tvar řeckého písmene  $\Omega$ .



**Obr. 2.7:** Stádia vývoje Rossbyho vln a vznik omega blokování. 1) počáteční stádium převážně západního proudění, 2) zvlnění jet streamu, 3) nárůst amplitudy Rossbyho vlny, 4) vznik omega blokování (ALLABY 2007).

K blokování může docházet také při vývoji anticyklón na přední straně hřebene vysokého tlaku vzduchu v Rossbyho vlnách. Vývoj je znázorněn na obrázku 2.7. V počáteční fázi, převládá zonální proudění. Rozvlněním trykového proudění se zvýší amplituda Rossbyho vlny a zároveň se zkrátí její délka. Na přední straně hřebene začíná anticyklogeneze. Postupem času se zakřivení a amplituda dále zvětšuje a začíná převládat meridionální proudění. V poslední fázi dochází k rozpadu proudění do série samostatných buněk. V severní části představují buňky anticyklóny a v jižní části cyklóny. Tento proces se cyklicky opakuje (ALLABY 2007). Uzavřením samostatné blokující anticyklóny může dojít k situaci kdy, proudění obtéká anticyklónu severně i jižně a nastává bifurkace proudění. K rozdělení proudění může také dojít při zhroucení hřebene vysokého tlaku vzduchu a zániku omega proudění. Po uzavření blokující anticyklóny se zpravidla vyvíjí dipól v podobě jižně položené níže, přičemž nastává inverzní uspořádání, kdy oblast s vyšším tlakem leží severně od oblasti s tlakem nižším (BARRY a CARLETON 2001).

Ke zformování dipólu dochází v důsledku zakřivení trykového proudění. Zatímco větev severně od výše má anticyklonální zakřivení, větev jižně od výše má zakřivení cyklonální. Trykové proudění se tak chová podobně, jako by opisovalo brázdu nízkého tlaku vzduchu a vzniká tlaková níže, dipól (BARRY a CARLETON 2001).



Při pozorovaném oteplování Arktidy se horizontální teplotní gradient zmenšuje. Následkem je slábnoucí tryskové proudění, které má větší tendence k meandrování a vytváření blokujících situací. Tuto hypotézu prověřovali Hassanzadeh et al. (2014). V modelovém prostředí se podařilo najít souvislost mezi snižováním teplotního gradientu a větší četností bloků. Popsaný mechanismus je tak jedním z několika možných vysvětlení nárůstu extrémních projevů počasí v důsledku klimatické změny.

#### 2.3.4 Index blokování

Vzhledem k nejednotné definici blokujících anticyklón (například různé definice předpokládají různou dobu blokování), se liší i detekce blokujících výší. Climate Prediction Center, který patří pod NOAA, užívá index blokování podle Tibaldiho a Molteniho (1990). Index vychází z pole 500 hPa, ze kterého je vytvořena síť gridových bodů s rozestupy  $4 \times 4^\circ$ . Síť pokrývá celou severní polokouli. Následně je pro každou řadu bodů v poledníkovém směru vypočten gradient geopotenciálních výšek GHGS (jižní gradient geopotenciálních výšek, vzorec 2.4) a GHGN (severní gradient geopotenciálních výšek, vzorec 2.5).

$$GHGS = \left[ \frac{Z(\phi_o) - Z(\phi_s)}{\phi_o - \phi_s} \right] \quad 2.4)$$

$$GHGN = \left[ \frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_s)}{\phi_n - \phi_s} \right] \quad 2.5)$$

$$\begin{aligned} \phi_n &= 80^\circ \text{ s. š.} + \Delta & \phi_o &= 60^\circ \text{ s. š.} + \Delta & \phi_s &= 40^\circ \text{ s. š.} + \Delta \\ \Delta &= -4^\circ, 0^\circ \text{ nebo } 4^\circ \end{aligned}$$

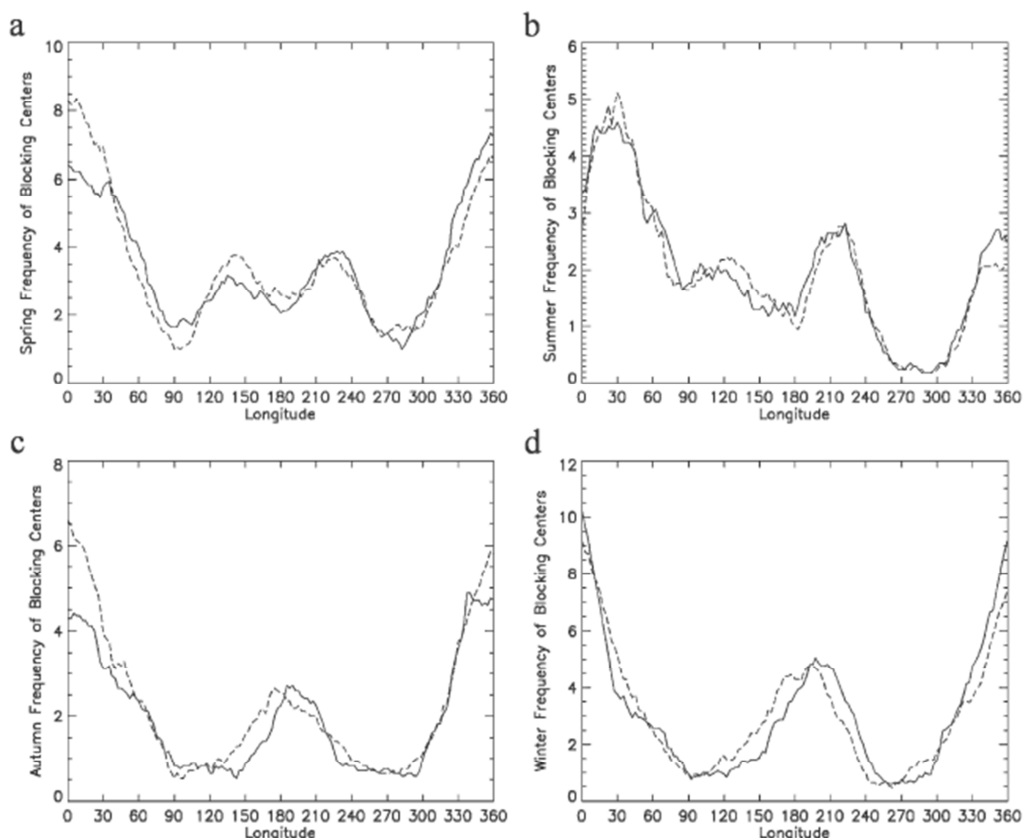
Za blokující jsou považovány jednotlivé zeměpisné délky v případě, že alespoň pro jednu  $\Delta$  jsou splněny podmínky: a)  $GHGS > 0$  b)  $GHGN < -10$  m na délkový stupeň. Minimální doba trvání bloku navíc musí překročit hranici 5 dnů (TIBALDI, MOLTENI 1990).

#### 2.3.5 Klimatologie blokujících anticyklón

Podle obrázku 2.8 jsou na severní polokouli dvě oblasti, kde dochází k blokování nejčastěji. Jedná se o pacifickou oblast zhruba mezi  $100^\circ$  v. d. a  $120^\circ$  z. d. s maximem kolem  $180^\circ$  poledníku. Druhá výrazná oblast je nad východním Atlantikem a Evropou mezi  $60^\circ$  z. d. a  $90^\circ$  v. d., přitom nejčastěji dochází k blokování na nultém poledníku. Na obrázku 2.8 jsou znázorněny frekvence blokování v jednotlivých ročních obdobích. Frekvence blokování je definovaná jako průměrné sezónní procento počtu dní s blokováním.

Je patrné, že se během roku četnost i rozložení blokujících anticyklón mění. Největší četnost dní s blokováním je v atlantické oblasti v zimní sezóně, kdy se bloky vyskytují až v 10 % případů. Podobná situace je i v pacifické části, kde se v zimě blokující anticyklóny vyskytují zhruba v 5 % dní. V atlantské části se maximum na jaře a v létě přesouvá na východ a v létě je nejvíce blokujících situací kolem  $10^\circ$  v. d.

Na podzim a v zimě jsou opět maximální frekvence distribuce soustředěny kolem nultého poledníku. V pacifické části dochází na jaře k formování dvou maxim. První se nachází kolem  $130^{\circ}$ v.d. a druhé kolem  $140^{\circ}$ z.d. V létě se rozdíl zvyšuje a začíná převažovat maximum na západní polokouli. Na podzim a v zimě zůstává jedno zřetelné maximum kolem  $170^{\circ}$ z.d. Rozdíl mezi atlantskou a pacifickou oblastí není jen v počtu bloků, ale také v preferované zeměpisné šířce, kde se bloky nejčastěji nachází. V atlantské části se častěji objevují bloky jižněji od  $60^{\circ}$  severní šířky a to až dvakrát více než severně od  $60^{\circ}$ . Naopak v pacifické oblasti jsou přibližně dvakrát četnější bloky severně od  $60^{\circ}$ s.š. (BARRIOPEDRO 2006).



**Obr. 2.8:** Sezónní distribuce blokujících anticyklón na jednotlivých polednících pro a) jaro, b) léto, c) podzim a d) zimu. Přerušovaná čára znázorňuje distribuci vznikajících bloků, plná čára pak distribuci dobře vyvinutých bloků (BARRIOPEDRO et al. 2006).

### 2.3.6 Charakteristické počasí při anticyklonálním proudění ve střední Evropě

Charakter počasí v tlakových výších se ve střední Evropě liší podle ročního období. V létě je centrální část zpravidla bez oblačnosti. Může za to jednak nízká vlhkost vzduchových hmot, ale také sesedání vzduchu a výrazné inverze, které brání vzniku konvekce. Na okrajích se může objevit kupovitá oblačnost. V ojedinělých případech se na zadní straně může vyskytnout i oblačnost typu Cb, což umožňují slabé vzestupné proudy na zadní straně výše, které mohou zapříčinit instabilizaci vyšších vrstev (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

Nejvyšší teploty jsou v anticyklónách v centrální nebo zadní části. V centru jsou vysoké teploty způsobeny silným radiačním oteplování přizemních vrstev vzduchu při jasném počasí. Na zadní straně jsou nejvyšší teploty zapříčiněny advekcí teplého vzduchu od jihu (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

V létě jsou pak málo pohyblivé a blokující anticyklóny příčinou horkých vln. K oteplování dochází díky převládající kladné radiační bilanci a advekci horkého vzduchu od jihu. Další faktory, které umožňují vznik teplých vln, jsou nedostatek advekce chladného vzduchu, které brání vysoký tlak vzduchu, nebo změny poměru v tocích energií mezi latentním a zjevným teplem. Během déle trvajících horkých vln klesá v krajině zásoba vody a stále více energie je transportováno v podobě zjevného tepla, které dál ohřívá vzduch (KYSELÝ 2008).

Postupná změna v atmosférické cirkulaci má za následek menší hustotu drah cyklón ve středních šířkách a jejich posun k severu. Cirkulační typy ve střední a západní Evropě tak budou trvat déle a v případě anticyklonálního proudění to povede k početnějším a teplotně extrémnějším horkým vlnám (KYSELÝ a HUTH 2008).

V zimním období doprovází tlakové výše jasné nebo skoro jasné počasí a nízké teploty, nebo plošně rozsáhlá vrstevnatá oblačnost. Jasné počasí a nízké teploty jsou charakteristické pro kontinentální výše, které jsou tvořeny studeným a suchým arktickým vzduchem. V těchto podmínkách existují aktivní sestupné pohyby, které případnou oblačnost rozpouštějí a vytváří subsidenční inverze, které opětovnému vzniku oblaků brání (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009). Vrstevnatá oblačnost druhu St a Sc je typická pro slábnoucí nebo pomalu se vyvíjející anticyklóny, kde se mohou objevit i slabé vzestupné proudy (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

Pro tlakové výše v zimě jsou ve střední Evropě typické silné inverze, které mohou dosahovat mocnosti do 1 – 2 km. Vytvoření takto mocné inverzní vrstvy je dáno zápornou radiační bilanci, která přizemní vrstvu ochlazuje i 24 hodin denně. V inverzích se často tvoří mlhy nebo smog (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009).

Nejnižší teploty se vyskytují poblíž centra výše, kde je proudění slabé a při vyjasnění dochází k silnému radiačnímu ochlazování přizemní vrstvy. Nejvyšší teploty jsou pak v zimě zpravidla na severním okraji, kde dochází k advekci teplejšího

mořského vzduchu (BEDNÁŘ a KOPÁČEK 2009). Déle přetrvávající anticyklóny nad střední nebo východní Evropou mají za následek extrémně nízké teploty a vznik studených vln v regionu (Kyselý 2008).

### 2.3.7 Sibiřská anticyklóna

Sibiřská (asijská) výše je sezónní tlakový útvar, který vzniká v zimních měsících nad střední a severní částí Eurasie (SOBÍŠEK et al. 1993). Mechanismus vzniku spočívá v extrémním radiačním ochlazení nad chladným kontinentem. Mocnost anticyklóny se zpravidla pohybuje do 2500 m, což odpovídá klasické *nízké* výši (OLIVER et al. 2005). Nad výší se pak formuje výrazná teplotní inverze. Průměrný střed sibiřské anticyklóny leží v Mongolsku a průměrný lednový tlak přepočtený na hladinu moře se zde pohybuje kolem 1035 hPa. Se sibiřskou anticyklónou je spojen i absolutní světový rekord, 31. prosince 1968 byl na stanici Agata na Sibiři změřen tlak 1084 hPa. Rekord souvisel s extrémně studenou zimou (OLIVER et al. 2005). Rozsah výše je značně proměnlivý, přesto patří k nejrozsáhlejším anticyklónám. Při maximálním rozsahu může zasahovat až do střední Evropy. Na západě se pak oddělují putující anticyklóny, které postupují přes Tichý oceán dále na východ a mohou regenerovat subtropickou Havajskou níž.

Vzduch v sibiřské anticyklóně je velmi podchlazený a suchý, což způsobuje časté extrémně nízké teploty v regionu. Právě na Sibiři byly zaznamenány vůbec nejnižší teploty na severní polokouli  $-67,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve východoruském Ojmjakonu (OLIVER et al. 2005). V létě se naopak nad prohřátou pevninou tvoří sezónní níže, která má svůj střed nad Íránem. Tato prostorově rozsáhlá níže rozděluje subtropický pás vyššího tlaku vzduchu (OLIVER et al. 2005).

### 2.3.8 Kanadská výše

Severoamerická též kanadská anticyklóna je protějšek sibiřské výše nad Americkým kontinentem. Vzniká v zimě jako sezónní kontinentální tlaková výše (SOBÍŠEK et al. 1993). Díky menší rozloze Severní Ameriky však není tak rozsáhlá a dominantní. Naopak mnohdy se výše dělí na dvě samostatné anticyklóny. Střed jižní části se nachází v oblasti mezi Skalnatými horami a Velkými kanadskými jezery. Severní výše má svůj střed nad Aljaškou. V lednovém průměru se tlak ve středu anticyklón pohybuje kolem 1020 hPa (OLIVER et al. 2005). Vertikální mohutnost se zpravidla pohybuje do 2000 m. V období největšího rozsahu tvoří výše most mezi subtropickými výšemi na jihu a arktickou výší na severu (OLIVER et al. 2005).

V létě se pevnina rychle prohřívá a v průměrném poli tlaku lze nad kontinentem pozorovat oblast nízkého tlaku vzduchu. Průměrné červencové hodnoty se kolísají okolo 1011 hPa. Podobně jako západoasijská níže, přerušuje oblast nižšího tlaku vzduchu subtropický pás výší (OLIVER et al. 2005).

## 2.5 Polární anticyklóny

Podobně jako *kontinentální* sibiřská a kanadská výše jsou i polární výše *termické*. Vzduch se od chladného povrchu, který je tvořen v případě Antarktidy kontinentálním ledovcem a v Arktidě převážně mořským ledem, ochlazuje a vytváří se oblasti s vyšším přízemním tlakem (ALLABY 2007). Nad arktickou i antarktickou výší se ve vyšších vrstvách vytváří mohutné cirkumpolární víry, které se formují přibližně nad geografickými póly.

### 2.4.1 Arktická výše

Arktická anticyklóna je souhrnné označení tlakových výší, které se nacházejí nad Arktidou. V zimě jsou centra dvě a to *glaciální* výše nad Grónským ledovcem a výše nad severní Kanadou. V létě se tlakové pole rozpadá na tři útvary, přičemž zůstává Grónská výše a vznikají výše nad Barentsovým a Čukotským mořem (SOBÍŠEK et al. 1993). Podle Barryho a Carletona (2001) je Grónská výše v této oblasti nejstabilnější.

### 2.4.2 Antarktická anticyklóna

Na rozdíl od arktické, je antarktická výše tvořena jedním tlakovým útvarem, který je symetricky rozložen kolem jižního pólu. Střed anticyklóny se obvykle nachází ve východní části kontinentu (SOBÍŠEK et al. 1993). V ročním chodu je znát mírná variabilita a to hlavně díky drahám cyklón, které výjimečně putují směrem do středu kontinentu. Děje se tak hlavně v oblasti Rossova moře a v protilehlé východní Antarktidě. Pravděpodobně se tak výše rozděluje na dvě centra (BARRY a CARLETON 2001).

### 3. Klasifikace synoptických situací

Snaha klasifikovat a setřídít synoptické mapy podle postavení tlakových útvarů nebo podle projevu počasí na konkrétním území byla patrná hned od druhé poloviny 19. století, kdy se první synoptické mapy začaly systematicky vytvářet. Právě na základě podobnosti synoptických map předpovídali tehdejší meteorologové počasí. Například skotský meteorolog Ralph Abercromby vydal studii s názvem *Principles of Forecasting by Means of Weather Charts* (1885), ve které definuje základní sekvence synoptických map a jejich charakteristické projevy počasí ve Spojeném Království. Analýzou synoptických map se zabýval i Wilhelm van Bebber, jenž popsal klimatologii cyklón v Evropě a vytvořil klasifikaci tras cyklón přes Evropu.

Klasifikovat synoptické mapy do menšího počtu synoptických typů pro jednotlivé dny se navíc ukázalo jako velmi efektivní. Práce se tří až šesti hodinovými synoptickými měřeními byla v důsledku velkého množství dat velmi obtížná. Pomocí klasifikace synoptických situací ovšem lze toto množství výrazně zredukovat. Použití synoptických typů tak umožnilo popsat a shrnout typické zvýrazněné módy v atmosférické cirkulaci, a to s přijatelným množstvím dat (BARRY a CARLETON 2001). S nástupem počítačů a výkonné výpočetní techniky klesl význam katalogů synoptických map v předpovědi počasí. Synoptické mapy vystřídaly modely. Naopak v klimatologii se otevřela cesta nejrozumnějším statistickým metodám, které byly dříve kvůli své výpočetní náročnosti neproveditelné (HUTH et al. 2008).

Proces samotné klasifikace, tedy rozřazování jednotlivých situací do skupin, je pro každou klasifikační metodu odlišný. Nicméně společným znakem je, že se tak děje na základě podobnosti. Cílem je tedy získat skupiny synoptických situací, ve které jsou si situace navzájem podobné. Naopak skupiny (nebo také typy) by měly být co nejvíce odlišné. Klasifikace s sebou ovšem přináší i řadu problémů. Za předpokladu, že jednotlivé synoptické typy mají charakteristický tvar tlakového pole a jednotlivé skupiny se navzájem liší, vyvstávají 3 problémy (BARRY, CARLETON 2001, HUTH et al. 2008).

- Tlaková pole v atmosféře se mění kontinuálně a vymezit přesné hranice mezi jednotlivými typy je tak někdy velmi náročné. Navíc změny v atmosféře mohou nastat téměř skokově, ale také pozvolna, což určení hranic mezi typy dále komplikuje.
- V případě nevýrazného tlakového pole nemusí být charakteristické rysy jednotlivých typů zcela patrné.
- Rozdílné mohou být i samotné typy během roku. V zimě bývají nejvýraznější a lépe rozpoznatelné.

Podle Philipp et al. (2010) se pro klasifikaci nejčastěji používají mapy tlaku přepočteného na hladinu moře. Dále se také používají mapy absolutní topografie v hladinách 925, 850, 700 nebo 500 hPa.

Klasifikace se od sebe navzájem odlišují také velikostí zájmového území. Zahrnují území od malého lokálního měřítka, například Alpy nebo Britské ostrovy, až po celou polokouli. První klasifikace vznikaly v Evropě, ale záhy se objevily i klasifikace popisující cirkulaci vzduchu v oblasti Velkých jezer nebo v Kalifornii. Podle Huth et al. (2008) mají klasifikace smysl především tam, kde je lokální počasí nejvíce ovlivněno právě synoptickou situací. To platí pro střední a vysoké zeměpisné šířky. Drtivá většina klasifikací, které vznikly před nástupem počítačů, je také nepřenositelná. Nelze je tedy použít pro jiné území, než pro které vznikly. Výjimku tvoří Lambova klasifikace, podrobněji je popsána níže (BARRY, CARLETON 2001, HUTH et al. 2008)

Rozdíl mezi jednotlivými klasifikacemi je také v počtu výsledných typů. Pohybují se od jednotek, až po 121. Záměrem je, aby v rámci jednoho typu byly situace co možná nejvíce podobné. Tato podmínka však vede k většímu počtu typů, protože čím více typů je definovaných, tím více klesá vnitřní variabilita. Zároveň však velké množství typů stojí proti původní myšlence redukce množství dat (HUTH et al. 2008). Barry a Carleton (2001) ve své knize zmiňují srovnání klasifikací pro Alpy, které provedl Fliri v roce 1965. Autor porovnával klasifikaci Lauscherovu (19 typů), Gresselovu (23 typů) a dvě Schüeppovy klasifikace (33 a 121 typů). Zjistil, že standardní odchylka teplot podle očekávání klesá se zvyšujícím se počtem typů. Zhruba od 30 typů však variabilita proměnných dále neklesala. Stanovil tak, že ideální počet typů je pro Alpskou oblast 30. Ovšem stejně jako neexistuje jediná správná klasifikace, tak není ani možné určit jediný správný počet typů.

Z pohledu metodologického přístupu se dále rozlišují subjektivní, objektivní a smíšené klasifikace.

### **3.1 Subjektivní klasifikace**

Jedná se o klasifikace, kde o zařazení jednotlivých situací k synoptickým typům rozhoduje jeden nebo více meteorologů na základě odborných znalostí a zkušeností. Za subjektivní jsou také považovány ty klasifikace, kde jsou synoptické typy stanoveny meteorology jako předdefinované typické situace. Tyto typické situace se určují analýzou podobností a rozdílů mezi jednotlivými situacemi a jejich převládající atmosférické cirkulace, přičemž často se opakující situace tvoří základ pro omezený počet synoptických typů (BARRY a CARLETON 2001). Právě s pojmem typická situace je vedena polemika v článku Philipp et al. (2010). Podle autorů je způsob určení typické situace ve smyslu „četnější než ostatní“ zavádějící, protože atmosféra se mění kontinuálně a nelze přesně určit, kde začíná jeden a končí druhý typ. Na druhou stranu autoři potvrzují, že typické situace lze postavit na projevu počasí, jako jsou srážky nebo teplota, při konkrétních situacích. Jako příklad uvádí typ západního proudění, které je

v Evropě doprovázeno převažujícími západními větry v kombinaci s vysokou pravděpodobností srážek a vyššími teplotami v zimě. Takto určené typické situace ovšem vedou k jejich velkému konečnému počtu.

Podle Barryho a Carletona (2001) se konkrétní synoptické typy v subjektivních klasifikacích definují na základě tří hlavních přístupů.

- Analýza polohy tlakových útvarů ze synoptických map
- Velkoprostorový pohyb tlakových systémů a proudění vzduchu
- Klasifikace na základě charakteristických projevů počasí

Velkoprostorový pohyb tlakových systémů a proudění vzduchu je přístup, který využívalo nejvíce klasifikací, včetně těch nejznámějších a nejpoužívanějších, jako jsou klasifikace podle Hesse a Brezowského nebo Lambova klasifikace (BARRY a CARLETON 2001).

Za subjektivní můžeme považovat všechny klasifikace, které vznikly do 60. let 20. století. V té době nebyla k dispozici výkonná výpočetní technika, pomocí které by bylo možné konzistentně rozřazovat konkrétní situace k definovaným typům. S odstupem času se drobné rozdíly v přístupu rozřazování hodnotí jako nevýhoda těchto klasifikací. Rozdíly jsou dány například při nevýrazných situacích, kdy i dva stejně vzdělaní a zkušení experti určí odlišný typ. Dokonce i u jediného experta se mohou kritéria pro zařazení k jednotlivým typům v průběhu času měnit, což vede ke změnám četností typů. Tyto změny se však nezakládají na reálných procesech, ale jsou dány lidskou „chybou“ (PHILIPP et al. 2010). Nehomogenity způsobené změnou experta jsou patrné i v klasifikaci Hesse a Brezowského (CAHYNOVÁ a HUTH 2009). Mnozí meteorologové si tato rizika uvědomovali a snažili se jim předcházet. Například Lamb, při rozřazování synoptických situací pro období 1899 – 1947, analyzoval jednotlivé roky v náhodném pořadí, aby předešel postupným změnám v rozhodování (PERRY a MAYES 1998).

### **3.1.1 Klasifikace Hesse a Brezowského**

Klasifikace Hesse a Brezowského, také známá jako Groszwetterlagen/-typen, je jedna z nejznámějších a nejpoužívanějších klasifikací pro střední Evropu (PHILIPP et al. 2010). Koncept klasifikace vytvořil a následně upravil Baur v letech 1947 a 1951. Jednalo se o analýzu přízemního tlaku vzduchu v takovém časovém kroku, aby pozice hlavních tlakových útvarů (cyklón a anticyklón) zůstaly zhruba nezměněny (BARRY a CARLETON 2001). Původní klasifikace obsahovala 21 definovaných typů, přičemž každý typ byl spojen s charakteristickým rázem počasí v Německu. Tento koncept následně převzali Hess a Brezowsky a vydali první kalendář synoptických typů pro období 1. 1. 1881 až 31. 12. 1950 (GERSTENGARBE a WERNER 2010). Autoři pak klasifikaci v letech 1969 a 1977 přepracovali a zpřesnili. Zohlednili cirkulaci ve střední troposféře v hladině 500 hPa nebo směr pohybu vzduchových hmot (BARRY a CARLETON 2001). Podle složky převládajícího směru proudění (zonální, meridionální



a smíšené) bylo definováno 10 základních typů tzv. *Großwettertypen* (HBGWT). Na nejnižší úrovni pak počet celkových typů vzrostl na 29 (*Großwetterlagen* HBGWL) plus jeden nedefinovaný nebo přechodný typ (tab. 3.1.). Klasifikace je také charakteristická minimální délkou trvání jednoho typu po dobu alespoň 3 dnů<sup>3</sup> (PHILIPP et al. 2010).

Přestože klasifikace původně vznikla pro Německo, dnes zahrnuje oblast střední a západní Evropy (30°z.d. – 45°v.d., 24°s.š. - 70°s.š.). Jednotlivé typy HBGWL, právě díky relativně velké rozloze, dobře popisují charakteristické rysy atmosférické cirkulace v Evropě. Podle Jamese (2007) je tak klasifikace jediná subjektivní, která dokáže zachytit velkoprostorové charakteristiky synoptických situací a zároveň je spojit s lokálními projevy počasí.

**Tab. 3.1:** Klasifikace podle Hesse a Brezowského. GWT – *Großwettertypen*, GWL – *Großwetterlagen*. N-níže, V-výše (GERSTENGARBE a WERNER 2010).

		GWT	GWL	Původní název	Český překlad
1	Zonální	Západní	WA	Westlage, anticyklonal	západní anticyklonální
2			WZ	Westlage, cyklonal	západní cyklonální
3			WS	Südliche Westlage	západní s jižní drahou
4			WW	Winkelförmige Westlage	západní přímořský
5	Smíšené	Jihozápadní	SWA	Südwestlage, anticyklonal	jihozápadní anticyklonální
6			SWZ	Südwestlage, cyklonal	jihozápadní cyklonální
7		Severozápadní	NWA	Nordwestlage, anticyklonal	severozápadní anticyklonální
8			NWZ	Nordwestlage, cyklonal	severozápadní cyklonální
9		V nad střední Evropou	HM	Hoch Mitteleuropa	V nad střední Evropou
10			BM	Hochdruckbrücke Mitteleuropa	hřeben nad střední Evropou
11		N nad střední Evropou	TM	Tief Mitteleuropa	N nad střední Evropou
12	Meridionální	Severní	NA	Nordlage, anticyklonal	severní cyklonální
13			NZ	Nordlage, cyklonal	severní anticyklonální
14			HNA	Hoch Nordmeer-Insel, anticykl.	V Severní moře-Insel, anticykl.
15			HNZ	Hoch Nordmeer-Insel, cyklonal	V Severní moře-Insel, cykl.
16			HB	Hoch Britische Inseln	V nad Britskými ostrovy
17			TRM	Trog Mitteleuropa	brázda nad střední Evropou
18		Severovýchodní	NEA	Nordostlage, anticyklonal	severovýchodní anticyklonální
19			NEZ	Nordostlage, cyklonal	severovýchodní cyklonální
20		Východní	HFA	Hoch Fennoskandien, anticykl.	V Fennoskandii, anticykl.
21			HFZ	Hoch Fennoskandien, cyklonal	V Fennoskandii, cyklonální
22			HNFA	Hoch Nordmeer-Fenn., anticykl.	V Severní m. - Fensok., anticykl.
23			HNFZ	Hoch Nordmeer-Fenn., cyklonal	V Severní m. - Fensok., cykl.
24		Jihovýchodní	SEA	Südostlage, anticyklonal	jihovýchodní anticyklonální
25			SEZ	Südostlage, cyklonal	jihovýchodní cyklonální
26		Jižní	SA	Südlage, anticyklonal	jižní anticyklonální
27			SZ	Südlage, cyklonal	jižní cyklonální
28			TB	Tief Britische Inseln	N nad Britskými ostrovy
29			TRW	Trog Westeuropa	brázda nad západní Evropou
30			U	Übergang/unbestimmt	ndefinované/ přechodné

<sup>3</sup> Neplatí pro nedefinovaný a přechodný typ U, ten může trvat kratší dobu.

### 3.1.2 Lambova klasifikace

Hubert Lamb vytvořil, z části na základě práce Levicka z roku 1949, klasifikaci, která popisuje převládající proudění vzduchu nad Britskými ostrovy. Jednotlivé situace jsou rozřazovány do osmi základních směrových typů. Ty jsou dále rozděleny podle zakřivení izobar na cyklonální, anticyklonální a bez zakřivení. Samostatně pak stojí typ čistě cyklonální a anticyklonální. Celkový počet možných typů je tedy  $26 +$  nespecifikovaný typ (tab. 3.2). Rozdílná kombinace kritérií však vede k různému počtu typů. Například při kombinaci jen 8 směrových a čistě cyklonálních a anticyklonálních typů vychází celkový počet 10 typů. Lamb katalog poprvé prezentoval v roce 1950 a finální podobu představil v roce 1972 (PERRY a MAYES 1998). V katalogu jsou klasifikovány všechny dny od roku 1861 až do současnosti, a je tak nejdelší řadou pozorování pohybu vzduchu a vzduchových hmot na světě. Dlouhá řada nabízí jedinečný záznam proudění vzduchu nad Britskými ostrovy (BARRY a CARLETON 2001).

Lambova klasifikace zahrnuje oblast kolem celé Británie ( $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$ s.š,  $10^{\circ}$ z.d- $2^{\circ}$ v.d.), což je v literatuře považováno spíše za nevýhodu. V jeden den totiž může na severu Skotska vítr proudit od západu, zatímco na jihu Anglie od východu. Celkově se však jedná o cyklónu nad střední Anglií. Analyzovaná oblast je tak někdy větší než tlakové útvary (PERRY a MAYES 1998).

Výhodou je naopak relativně jednoduchý proces klasifikace, což umožňuje snadnou a rychlou aktualizaci (BARRY a CARLETON 2001). Perry a Mayes (1998) dále podotýkají, že sledovaná oblast leží v pásu převládajícího západního proudění středních zeměpisných šířek, které patří k nejdynamičtějším oblastem atmosféry. a právě Lambova klasifikace proměnlivost a dynamiku atmosféry zachycuje. Navíc Britské ostrovy patří k oblastem s nejčastějším blokováním západního proudění, což z Lambovy klasifikace činí cenný zdroj dat.

Klasifikace je díky své jednoduchosti snadno použitelná pro různé oblasti ve světě. Na směru proudění a zakřivení izobar je postavena například klasifikace pro Polsko (LITYNSKI 1970), Nový Zéland, jižní část Jižní Ameriky (McKENDRY et al. 1986), nebo severní oblast Labradorského poloostrova.

**Tab. 3.2:** Klasifikace podle Lamba (PERRY a MAYES 1998).

	Zakřivení izobar	Cirkulační typ	
1	Cyklonální	W	západní cyklonální
2		NW	severozápadná cyklonální
3		N	severní cyklonální
4		NE	severovýchodní cyklonální
5		E	východní cyklonální
6		SE	jihovýchodní cyklonální
7		S	jižní cyklonální
8		SW	jihozápadní cyklonální
9	Přímé	W	západní
10		NW	severozápadná
11		N	severní
12		NE	severovýchodní
13		E	východní
14		SE	jihovýchodní
15		S	jižní
16		SW	jihozápadní
17	Anticyklonální	W	západní anticyklonální
18		NW	severozápadná anticyklonální
19		N	severní anticyklonální
20		NE	severovýchodní anticyklonální
21		E	východní anticyklonální
22		SE	jihovýchodní anticyklonální
23		S	jižní anticyklonální
24		SW	jihozápadní anticyklonální
25	Čistě cyklonální	C	cyklonální
26	Čistě anticyklonální	A	anticyklonální
27	Nedefinovaný	U	nedefinovaný

### 3.1.3 Péczelyho klasifikace

Další ze subjektivních klasifikací byla vytvořena pro Panonskou nížinu maďarským klimatologem Györgem Péczelym. Spočívá v lokalizaci cyklón a anticyklón nad Panonskou nížinou a bezprostředním okolí. Dále jsou brány v úvahu polohy studených a teplých front. Dohromady tvoří klasifikaci 13 typů, které se dělí do pěti skupin: meridionální – severní, meridionální – jižní, zonální – západní, zonální – východní a centrální typ. Klasifikace je stále pravidelně aktualizována (PHILIPP et al. 2010).

### 3.1.4 Katalog ZAMG

ZAMG je subjektivní klasifikace pro východní Alpy a Rakousko. Zahrnuje analýzu polohy tlakových útvarů, přechody front a vzduchových hmot. Základní typy se shodují s klasifikací Hesse a Brezowského, navíc je pak přidáno 17 dalších typů. Z toho 8 cyklonálních, 8 anticyklonálních a 9 přechodných. Dohromady má tedy katalog 43 typů (PHILIPP et al. 2010).

### 3.1.5 Typizace povětrnostních situací HMÚ

Jedná se o klasifikaci pro území bývalého Československa. Vychází z klasifikace Hesse a Brezowského, ovšem není s ní identická. Některé typy byly vynechány a naopak některé detailnější členění bylo přidáno. Na rozdíl od Hesse a Brezowského není Brádkova klasifikace omezena délkou trvání alespoň 3 dní. Chybí tak i nedefinovaný a přechodný typ, takže každý den je zařazen pod jednu z 28 (tab. 3.3) situací (KOLEKTIV HMÚ 1968, ČHMÚ 2015). První kalendář povětrnostních situací vyšel v roce 1968 a byl sestaven pro období 1946 – 1965. Aktualizace se provádí vždy jednou za rok.

Jeden z problémů při tvorbě klasifikace byla rozloha a podélný tvar Československa. Autoři se tak museli vypořádat s otázkou, jak určit jediný typ pro celé území, i když v Čechách byla situace odlišná od východního Slovenska. Ráz počasí při jednotlivých typech tak může být značně variabilní. Povětrnostní situace byly klasifikovány společně pro Česko i Slovensko do roku 1990. Poté už byly situace rozřazovány v Praze pro Čechy a v Bratislavě pro Slovensko. Korekce a sladění obou klasifikací probíhá pravidelně jednou za rok (ČHMÚ 2015).

**Tab. 3.3:** Situace pro klasifikace povětrnostních situací HMÚ (KOLEKTIV HMÚ 1968, ČHMÚ 2015).

	situace	
1	Wc	západní cyklonální
2	Wcs	západní cyklonální s jižní dráhou
3	Wa	západní anticyklonální situace
4	Wal	západní anticyklonální situace letního typu
5	NWc	severozápadní cyklonální situace
6	NWa	severozápadní anticyklonální
7	Nc	severní cyklonální
8	NEc	severovýchodní cyklonální
9	NEa	severovýchodní anticyklonální
10	Ec	východní cyklonální
11	Ea	východní anticyklonální
12	SEc	jihovýchodní cyklonální
13	SEa	jihovýchodní anticyklonální
14	Sa	jížní anticyklonální
15	SWc1	jihozápadní cyklonální
16	SWc2	jihozápadní cyklonální
17	SWc3	jihozápadní cyklonální
18	SWa	jihozápadní anticyklonální
19	B	brázda nízkého tlaku nad střední Evropou
20	Bp	brázda postupující přes střední Evropu
21	Vfz	vchod frontální zóny
22	C	cyklóna nad střední Evropou
23	Cv	cyklóna výšková
24	A	anticyklóna nad střední Evropou
25	Ap1	putující anticyklóna
26	Ap2	putující anticyklóna
27	Ap3	putující anticyklóna
28	Ap4	putující anticyklóna

### 3.2 Smíšené klasifikace

Odstranit chyby vzniklé vinou úsudku jednoho nebo více meteorologů umožnil až nástup počítačů. Kombinace stávajících subjektivních klasifikací a dostatečně výkonné výpočetní techniky dala vzniknout smíšeným (hybridním) klasifikacím. Jedná se o klasifikace, kde typy byly stanoveny subjektivně, ale samotné rozřazování jednotlivých situací probíhá automaticky (objektivně) za pomoci počítače. Proces zavádění výpočetní techniky do subjektivních klasifikací je označován jako objektivizace klasifikací (HUTH et al. 2008).

Objektivizace je založena na posouzení podobnosti konkrétní situace s předdefinovanými typy a to buď na základě hraničních kritérií pro rozřazování (JONES et al. 1993), nebo za pomoci míry podobnosti, ta může být vyjádřena například korelačním koeficientem (JAMES 2007). Smíšenou klasifikaci lze také zkonstruovat s použitím předdefinovaných prototypů, což jsou pole čistě zonálního, meridionálního a cyklonálního proudění (BECK et al. 2007). Podle Hutha et al. (2008) lze subjektivní klasifikace objektivizovat i pomocí neuronových sítí, ovšem, jak autoři podotýkají, takový postup v praxi ještě použit nebyl.

#### 3.2.1 Objektivizovaná Lambova klasifikace

Objektivizovaný katalog UK podle Jenkinsona a Collisona využívá hodnoty přízemního tlaku v 16 gridových bodech (obr. 3.1). Z těchto hodnot lze podle vzorců 3.1 až 3.6 získat numerické hodnoty proudění větru a vorticity nad Britskými ostrovy. Čísla ve vzorcích jsou označení uzlových bodů v gridové síti, která je znázorněna na obrázku 3.1. Na základě takto vypočtených hodnot pak byla stanovena hraniční kritéria pro rozřazování do jednotlivých typů (JONES et al. 1993).

$$W = \frac{1}{2} (12 + 13) - \frac{1}{2} (4 + 5) \quad 3.1) \text{ západní proudění}$$

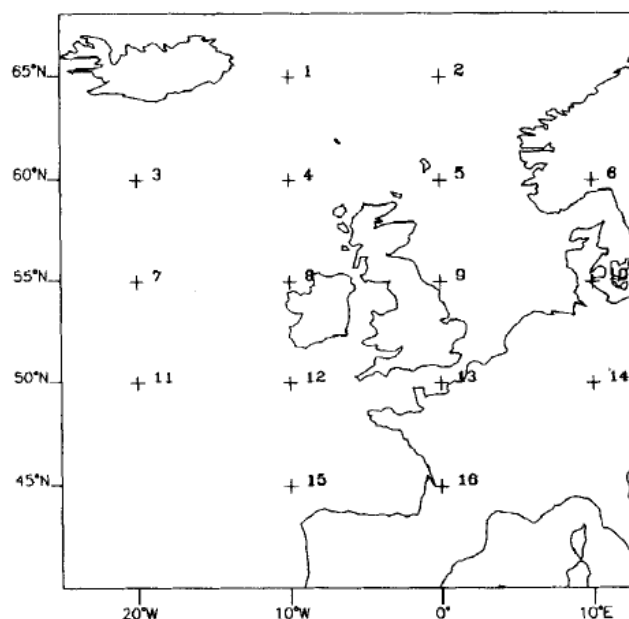
$$S = 1,74 \left[ \frac{1}{4} (5 + 2 \times 9 + 13) - \frac{1}{4} (4 + 2 \times 8 + 12) \right] \quad 3.2) \text{ jižní proudění}$$

$$F = (S^2 + W^2)^{\frac{1}{2}} \quad 3.3) \text{ výsledné proudění}$$

$$ZW = 1,07 \left[ \frac{1}{2} (15 + 16) - \frac{1}{2} (8 + 9) \right] - 0,95 \left[ \frac{1}{2} (8 + 9) - \frac{1}{2} (1 + 2) \right] \quad 3.4) \text{ západní stříhová vorticity}$$

$$ZS = 1,52 \left[ \frac{1}{4} (6 + 2 \times 10 + 14) - \frac{1}{4} (5 + 2 \times 8 + 13) - \frac{1}{4} (4 + 2 \times 8 + 12) + \frac{1}{4} (3 + 2 \times 7 + 11) \right] \quad 3.5) \text{ jižní stříhová vorticity}$$

$$Z = ZS + ZW \quad 3.6) \text{ celková stříhová vorticity}$$



**Obr. 3.1:** Pozice uzlových bodů nad Británií použité pro výpočet proudění a vorticity (JONES 1993).

Jenkinson a Collison dále použili 5 základních pravidel, podle kterých definovali základní typy (JONES et al. 1993).

- Směr proudění je vyjádřen jako  $\tan^{-1}(W/S)$ , přičemž směrová růžice je rozdělena do 8 sektorů po  $45^\circ$ .
- Pokud  $|Z| < F$ , pak je proudění přímé a odpovídá Lambovým čistě směrovým typům
- Pokud  $|Z| > 2F$ , pak je proudění silně cyklonální ( $Z > 0$ ) nebo anticyklonální ( $Z < 0$ ), což odpovídá Lambovým čistě cyklonálním a anticyklonálním typům
- Pokud  $|Z| > F$  a zároveň  $|Z| < 2F$ , pak je proudění částečně (anti)cyklonální
- Pokud je  $Z$  i  $F > 6$ , je proudění neznatelné a odpovídá nezařazenému typu U

Výsledná klasifikace může mít konečný počet typů 8, 9, 10, 11, 12, 18, 19, 20, 26, 27 nebo 28. Záleží na předem zvolených parametrech (PHILIPP et al. 2014).

- Klasifikace s 8 – 12 typy popisují směrové proudění. Západní - 1, SZ – 2, S - 3,..., JZ – 8. V klasifikaci s devíti typy jsou 9. typ neklasifikované situace. V případě klasifikace s 10 typy je 9. typ čistě cyklonální a 10. čistě anticyklonální. U jedenácti typů přibývají jako 11. typ opět neklasifikované situace. Při klasifikaci s dvanácti situacemi je 12. typ navíc vyhrazen pro vichřice
- V klasifikacích s 18 – 20 typy jsou směrové situace rozděleny na cyklonální (1-8) a anticyklonální (9 – 16). 17. a 18. typ představují čistě cyklonální a anticyklonální situace. U klasifikací s 19 typy je poslední kategorie vyhrazena neklasifikovaným typům a v klasifikaci s 20 typy přibývá kategorie pro vichřice.
- Obdobně lze dešifrovat i klasifikace s 26 – 28 typy. K cyklonálním (1-8) a anticyklonálním (17-24) typům přibývají čistě směrové typy (9-16). Čistě

cyklonální a anticyklonální typy jsou 25. a 26. Analogicky 27. typ představuje neklasifikované situace a 28. vichřice.

### 3.2.2 Objektivizovaná klasifikace Hesse a Brezowského

Objektivizovaná verze katalogu GWL podle Jamese (2007) je založena na datech ze standardní izobarické hladiny 500 hPa a tlaku přepočteném na hladinu moře. Data pochází z reanalýz ERA-40 pro období 1957 – 2002. Celkový počet typů je 29 bez neklasifikovaných a přechodných situací. Zároveň byla zachována podmínka trvání jednoho typu alespoň 3 dny (PHILIPP et al. 2010).

Situace byly zvlášť klasifikovány pro letní a zimní období, což je dáno rozdílnou intenzitou a tvarem typických situací v zimě a v létě. Jednotlivé situace pro obě období pak byly rozřazovány do předdefinovaných kategorií na základě korelací v uzlových bodech (JAMES 2007).

Cílem objektivizace nebylo reprodukovat nebo nahradit subjektivní klasifikaci Hesse a Brezowského, ale objektivně rozřadit synoptické situace do dobře popsanych velkoprostorových cirkulačních typů (JAMES 2007).

### 3.2.3 Klasifikace s využitím prototypů

Beckova klasifikace staví na 10 základních typech Grosswettertypen Hesse a Brezowského. Hlavní myšlenka je objektivně charakterizovat cirkulaci pomocí měnicích se složek zonálního a meridionálního proudění a vorticity. Klasifikace vychází z dat tlaku přepočteného na hladinu moře pro období 1780 - 1995 (BECK et al. 2007).

Definované prototypy přízemního tlaku pokrývají region širší střední Evropy 10°z.d. – 30°v.d. a 40 – 60°s.š. První prototyp charakterizuje čistě zonální proudění od západu na východ. Druhý prototyp vyjadřuje čistě meridionální proudění od severu k jihu a poslední prototyp má výraznou tlakovou níži nad střední Evropou. Následně byla spočtena prostorová korelace mezi stanovenými prototypy a průměrnými měsíčními poli přízemního tlaku (BECK et al. 2007).

Pro maximální kladnou a zápornou korelaci s tlakovou níží (nejvyšší koeficient vorticity) byly definovány typy Výše a Níže nad střední Evropou. Dalších 8 typů pak vyšlo z kombinace koeficientů zonality a meridionality. Západní proudění – koeficient zonality  $Z = 1$ , koeficient meridionality  $M = 0$ , severozápadní proudění –  $Z = 0,7$  a  $M = 0,7...$  Konečný počet typů může být 8, 10, 11, 16, 18, 19, 24, 26 nebo 27 (PHILIPP et al. 2010).

- Konečný počet 8 typů charakterizuje pouze směrové typy bez ohledu na zakřivení izobar
- Klasifikace s 10 typy obsahuje jen 8 směrových typů plus čistě anticyklonální a cyklonální proudění. Při jedenácti výsledných typech je pak přidán ještě nedefinovaný typ



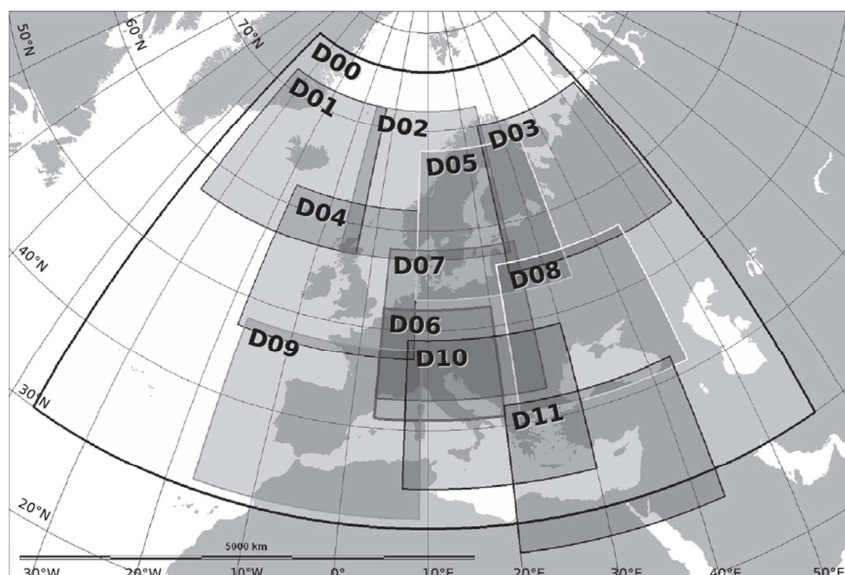
- U klasifikace s 16 typy jsou směrové situace podle zakřivení izobar dále rozděleny na cyklonální (1-8), anticyklonální (9-16). Při konečných 18 typech je pak přidán čistě cyklonální a anticyklonální typ a pro 19 typů nedefinovaný typ.
- Analogicky pro klasifikace s 24 kategoriemi jsou směrové typy rozděleny na cyklonální (1-8), anticyklonální (9-16) a čistě směrové (17-24). Přidáním cyklonálního a anticyklonálního typu vznikne klasifikace s 26 kategoriemi a 27 typů lze dosáhnout přidáním nedefinovaného typu.

### 3.3 Objektivní klasifikace

Výkonné a rychlé počítače umožnily použití výpočetně náročných statistických a matematických metod při sestavování klasifikací synoptických situací. Počítače tak daly vzniknout třetí skupině klasifikací, která je označována jako objektivní. Proces klasifikace však není zcela automatizován, stále je třeba “subjektivně” nastavit několik parametrů, které klasifikaci ovlivňují. Z toho důvodu jsou tedy přesnější pojmy jako klasifikace s podporou počítače nebo automatizované klasifikace (HUTH et al. 2008).

Celkový počet klasifikací je jen velmi obtížné zjistit, objektivní klasifikace jsou zpravidla přenosné a lze je tak použít pro libovolné zájmové území. Taktéž může být jedna metoda aplikovaná s různě nastavenými parametry, jako je například konečný počet typů. To vše dělá situaci nepřehlednou. Cíl popsat a navzájem porovnat stávající metody klasifikace v Evropě má Databáze cirkulačních a synoptických situací, která byla sestavena v projektu COST Action 733 “Harmonisation and Applications of Weather Type Classifications for European regions“. V databázi jsou popsány klasifikace, které jsou založené na 17 objektivních a 5 subjektivních metodách klasifikace (PHILIPP et al. 2010).

Jednotlivé metody mohou být mezi sebou efektivně porovnány pouze v případě, pokud jsou aplikovány na standardizovaná vstupní data pro stejné území a stejný časový úsek. Předdefinovaná vstupní data tvoří reanalýza ERA40 z Evropského centra pro střednědobé předpovědi ECMWF. Data jsou dostupná od září 1957 do srpna 2002 v gridovém rozlišení  $1^\circ \times 1^\circ$  pro každých 6 hodin. Zároveň bylo stanoveno 12 standardizovaných regionů (obr. 3.2). Největší je oblast 0, která zahrnuje celou Evropu. Nejmenší je pak doména 6 pro Alpskou oblast. Střední Evropu nejlépe vystihuje doména 7 ( $3^\circ \text{v.d.} - 26^\circ \text{v.d.}$ ,  $43^\circ \text{s.š.} - 58^\circ \text{s.š.}$ ) s rozlišením  $24 \times 16$  bodů. Všechny metody v katalogu byly aplikovány ve všech definovaných regionech. Překážkou v porovnávání je také již zmíněný počet synoptických typů. Dohodou byly stanoveny fixní počty typů na 9, 18 a  $27 \pm 2$  (PHILIPP et al. 2010).



**Obr. 3.2:** Přehled 12 oblastí, pro které jsou k dispozici vstupní data pro standardizované klasifikace (PHILIPP et al. 2010).

Statistické a matematické metody lze rozdělit do několika skupin. Toto dělení ovšem není v literatuře jednotné. Například Philipp et al. (2010) vymezili 3 skupin: *Subjektivní metody, metody založené na prahových hodnotách, metody založené na PCA (Analýza hlavních komponent), metody založené na vedoucím algoritmu a optimalizační metody*. Barry a Carleton (2001) použili dělení na: *metody založené na korelaci, metody založené na redukci dat a klasifikace využívající neuronové sítě*. Případně Philipp et al. (2014) detailně dělí metody na: *metody používající předdefinované typy, metody založené na PCA, metody používající řídicí algoritmy, hierarchická shluková analýza, optimalizační algoritmy a náhodné klasifikace*.

### 3.3.1 Metody založené na korelaci

Metody, které jsou založeny na korelaci, využívají podobnosti mezi jednotlivými situacemi. K vyjádření podobnosti se nejčastěji používá Pearsonův korelační koeficient spočtený pro uzlové body. Postup spočívá v hledání klíčových dní, což jsou situace s největším počtem korelací, které překročily určenou hranici (zpravidla  $r > 0,8$  nebo  $0,7$ ). Klíčový den s největším počtem korelací přesahující zmíněné kritérium je označen jako Typ A. Následně jsou všechny situace korelované s a vyřazeny ze souboru a proces se opakuje. Postupně jsou určeny Typy A, B, C, .... Nevýhodou je tendence tvořit několik početných skupin doplněných množstvím skupin s několika situacemi (HUTH et al. 2008).

Klasifikace využívající tento princip jsou například **LUND** – Lundova metoda. Podobně pak i Kirchhoferova klasifikace – **KH**, kde je místo Pearsonova korelačního koeficientu použito součtu čtverců. Podle Phillip et al. (2014) spadají zmíněné klasifikace do kategorie *metody používající řídicí algoritmy*.

Na principu podobnosti pracují i shlukové analýzy. Ty lze rozdělit na hierarchické a nehierarchické. Při sestavování hierarchických klasifikací lze postupovat dvěma způsoby, buď aglomerativně nebo naopak divizivně.

Aglomerativní klastrová analýza spočívá ve spojování jednotlivých klastrů na základě definovaných kritérií. Na začátku analýzy jsou všechny pozorované situace rozděleny zvlášť a postupně krok po kroku tvoří spojování klastry. Nejčastěji používaným kritériem pro spojení je Wardova metoda minimální odchylky. Posledním krokem analýzy je sloučení všech situací do jednoho klastru. Naopak divizivní metoda klastry rozděluje na dvě části. V prvním kroku se tedy rozděluje jediný klaster se všemi situacemi na dva a konečným stádiem jsou jednotlivé samostatné situace. Počet konečných typů je buď subjektivním rozhodnutím, nebo je výsledkem analýzy, kdy nejmenší odchylka mezi klastry překročí danou mez a proces se zastaví (HUTH et al. 2008, PHILIPP et al. 2010). Klasifikací využívající aglomerativní klastrovou analýzu je **HCL**.

Při nehierarchické shlukové analýze musí být počet klastrů vždy dopředu subjektivně určen. Všechny synoptické situace se pak náhodně rozdělí do zadaného počtu skupin. Následně se vypočte průměr (centroid) v každé skupině. Každá jednotlivá situace se porovná s vypočtenými průměry, a v případě, že má konkrétní situace větší shodu s průměrem jiné skupiny, je do té skupiny přesunuta. V druhém kole se vypočte nový průměr skupin a opět dochází k porovnávání s konkrétními situacemi. Analýza je u konce v případě, že žádné situace se již nepřesouvají do jiných skupin (HUTH et al. 2008, PHILIPP et al. 2010). Nehierarchickou klasifikací je například **KMN** – kmeans with random seeds. Podle Philipp et al. (2014) patří metoda KMN k *optimalizačním algoritmům*.

### 3.3.2 Metody založené na redukci dat

Do této kategorie patří metody založené na PCA - analýze hlavních složek, které dokáží snížit dimenzi dat a zároveň zachovat informace. PCA je statistický postup, který používá ortogonální transformaci k převedení pozorovaných dat, které mohou být navzájem korelované, na navzájem lineárně nekorelované proměnné zvané hlavní složky. Počet hlavních složek je pak nižší, než počet původních dat (COMPAGNUCCI a RICHMAN 2008). První hlavní komponenta vysvětluje největší část rozptylu v datech a další komponenty postupně zbylé části. První tři hlavní komponenty obvykle popisují čistě zonální, meridionální a cyklonální nebo anticyklonální proudění a shodují se s Beckovými prototypy (HUTH et al. 2008). PCA využívají klasifikace **TPCA**, **P27** nebo **PCAXTR** (PHILIPP et al. 2010).

Klasifikace TPCA je založena na analýze hlavních komponent v t-módu s šikmou rotací. Nejprve se data rozdělí do deseti souborů tak, že v první setu jsou 1., 11., 21., ... dny, ve druhé setu jsou dny, jejichž pořadí končí na dvojku, ve třetím končící na trojku apod. T-mód znamená, že data v matici jsou uspořádána tak, že

v řádcích jsou gridové hodnoty a ve sloupcích jednotlivé případy (čas vzniku), (HUTH et al. 2008). Každému dni je přiřazena ta hlavní složka, pro kterou má nejvyšší váhu<sup>4</sup>. Nakonec se výsledných klasifikací porovná pomocí kontingenčních tabulek, přičemž ta klasifikace, která je nejvíce konzistentní s ostatními, je výsledná klasifikace (PHILIPP et al. 2010).

Metoda P27 používá analýzu hlavních složek v s-módu. V tomto případě jsou gridové hodnoty seřazené ve sloupcích a případy (čas) v řádcích. Podle Huth et al. (2008) je ovšem tato konfigurace pro vytváření klasifikací synoptických situací nevhodná, protože interpretace obou módů je odlišná. Zatímco cílem PCA v t-módu je najít synoptické nebo cirkulační vzory, cílem PCA v s-módu je detekce dálkových vazeb a vytváření prostorových klastrů (COMPAGNUCCI a RICHMAN 2008).

### **3.3.3 Nelineární metody**

Do této kategorie spadá metoda neuronových sítí. Klasifikace využívající tuto metodu se jmenuje SOMs (Self-Organizing-Maps), jedná se o typ umělých neuronových sítí (PHILIPP et al. 2010). Postup tvoření sítě a následně klasifikace se podobá nehierarchické klastrové analýze, je však mnohem složitější. Struktura matrice popisuje síť neuronů (typů), které jsou spojeny se svými sousedy ve 4 směrech. Metoda SOMs potřebuje dostatečně velký počet testovacích dat, na kterých si síť klasifikace nejprve vytvoří (PHILIPP et al. 2014).

---

<sup>4</sup> Váhy - z anglického loadings = váha, pomocí které lze po vynásobení každé původní proměnné získat skóre komponentu. Skóre je pak transformovaná hodnota konkrétního bodu (COMPAGNUCCI a RICHMAN 2008).

## 4. Mezidenní změny teplot a přechody front

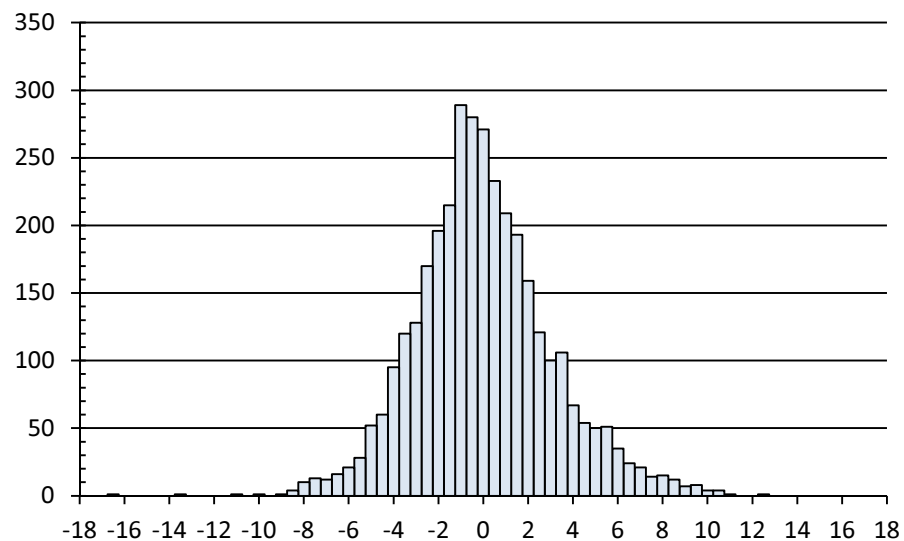
Podle Huth et al. (2001) nemají mezidenní změny teplot normální rozdělení, přičemž jednou z možných příčin asymetrie jsou přechody atmosférických front. Tato hypotéza byla testována v případové studii pro Prahu (PISKALA 2013). Změny teplot ze dne na den byly vypočteny zvlášť pro zimní a letní období a pro lepší detekci změn byly v létě použity maximální a v zimě minimální teploty. Z grafů 4.1 a 4.2 je patrné, že v období 1961-1998 je v zimě oteplení o více než 5 °C četnější než ochlazení. Naopak v létě jsou četnější velká ochlazení než oteplení. Podle hypotézy jsou tyto prudké změny maximálních a minimálních teplot způsobeny v létě přechody studených front, zatímco v zimě přechody teplých front. Asymetrie rozdělení, které se týká změn teplot do 3 °C, jsou předmětem zkoumání v dalších kapitolách.

Tvar rozdělení mezidenních změn maximálních teplot v létě (graf 4.2) je zřetelně asymetrický. Medián změn teplot je 0,4 °C a šikmost činí -0,47. Test normality Shapiro-Wilk na hladině  $\alpha = 5\%$  potvrzuje, že se o normální rozdělení nejedná. Naopak tvar rozdělení změn minimálních teplot ze dne na den v zimě (graf 4.1) už tak jednoznačný není. Přesto medián změn činí -0,2 °C a šikmost rozdělení má hodnotu 0,28. Že se nejedná o normální rozdělení, potvrzuje i test Shapiro-Wilk.

Velké změny teplot a přechody front nelze spojit jen v případě, kdy se teplota změnila právě v den přechodu fronty (PISKALA 2013). Podle grafů 4.3 a 4.4 záleží na čase přechodu fronty a při spojování by měl být čas zohledněn. Ke spojení jednotlivých změn teplot s přechodem fronty tak došlo ve chvíli, kdy ochlazení nebo oteplení nastalo v den přechodu fronty nebo den následující. Tato úprava zohledňuje čas přechodu fronty tak, že pokud fronta přešla ve večerních hodinách, změna teploty se projeví až na měření z následujícího dne. S jedním přechodem fronty lze navíc spojit i dvě oteplení či ochlazení. V případě přechodů více front v jeden den, byl počet zanedbán a den byl označen jen jako den s frontou.

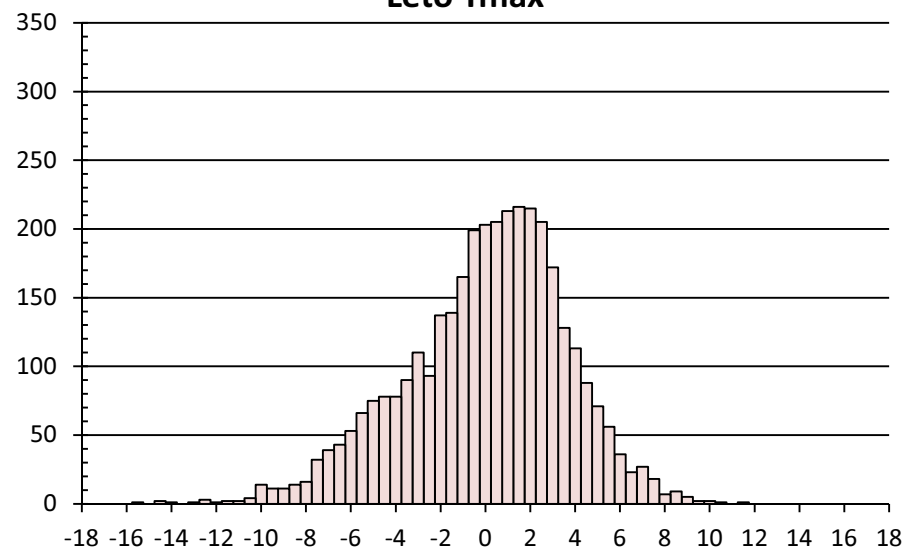
Následně bylo vypočteno, jak velké procento sledovaných změn bylo spojeno s přechodem front. Například v létě se 78 % všech ochlazení o více než 5 °C odehrálo právě ve dny, kdy přecházela fronta nebo dny následující.

### Zima Tmin



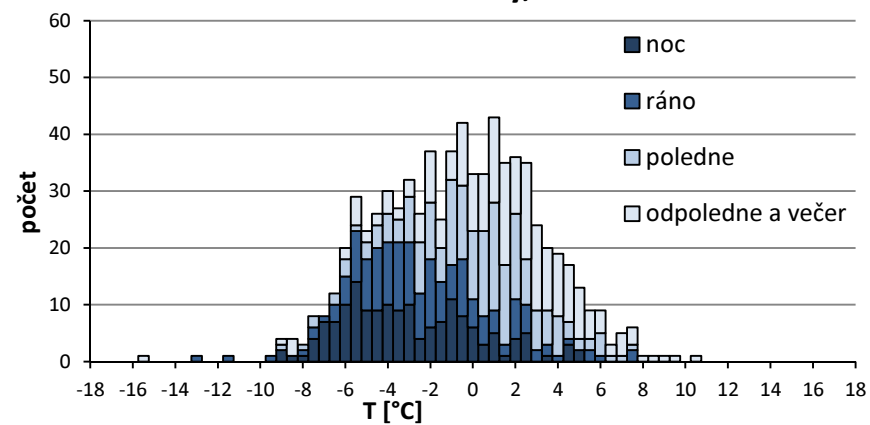
**Graf 4.1:** Histogram mezigenních změn zimních minimálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov

### Léto Tmax



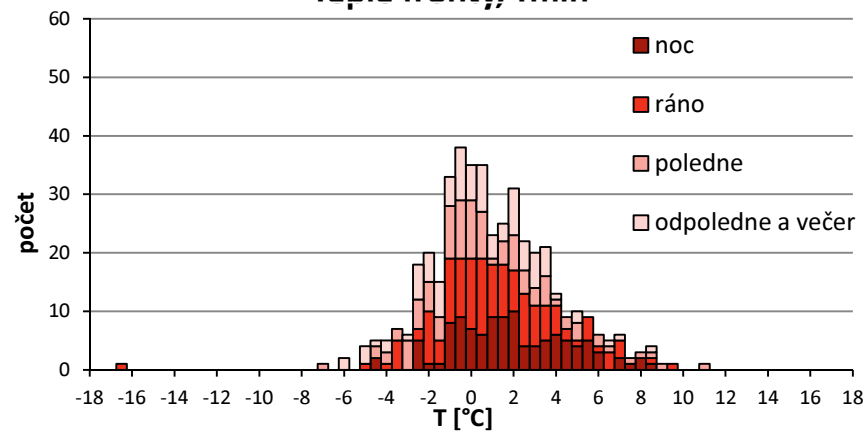
**Graf 4.2:** Histogram mezigenních změn letních maximálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov

### Studené fronty, Tmax



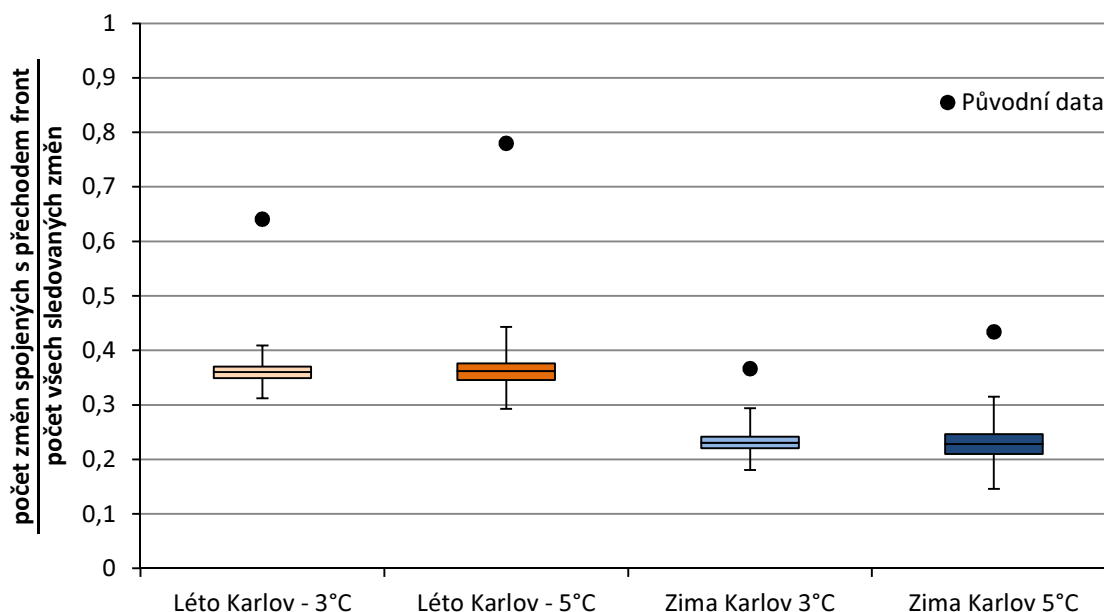
**Graf 4.3:** Rozdělení mezigenních změn teplot v den přechodu studené fronty v létě. Graf je rozdělen podle času přechodu jednotlivých front.

### Teplé fronty, Tmin



**Graf 4.4:** Rozdělení mezigenních změn teplot v den přechodu teplé fronty v zimě. Graf je rozdělen podle času přechodu jednotlivých front.

### Změny mezidenních teplot v souvislosti s přechodem front na stanici Praha-Karlov



**Graf 4.5:** Podíl mezi změnami teplot spojenými s přechodem front a všemi sledovanými změnami. Krabice pak znázorňuje rozptyl podílů mezi změnami teplot náhodně spojenými s přechody front a všemi sledovanými změnami.

Získané výsledky byly testovány pomocí metody Monte Carlo na hladině statistické významnosti  $\alpha = 5 \%$  s počtem opakování 1000. Přechody front byly náhodně rozmístěny v datovém souboru a opět spojeny se změnami teplot. Box ploty v grafu 4.5 pak znázorňují rozptyly podílů změn náhodně spojených s přechodem front a všech sledovaných změn. Ve všech případech byly podíly v původních datech vyšší než při náhodném výskytu front, což potvrzuje spojení mezi přechody front a velkými mezidenními změnami.

Dále byla prověřována možnost nahradit minimální a maximální teploty hodnotami naměřenými v 7, 14 a 21 hodin. Ranní teploty v 7 hodin se od zimních minim výrazně nelišily a celkové výsledky jsou tak velmi podobné. Ovšem nahradit maximální teploty se ukázalo jako velmi problematické. Termínové měření ve 14 hodin nepopisuje maximální teploty dostatečně přesně a výsledky spojení přechodů front s velkými mezidenními změnami teplot se v tomto případě nepotvrzují.

V případové studii se tedy prokázaly hypotézy z článku Huth et al. (2001). Potvrdilo se, že mezidenní změny teplot nejsou normálně rozděleny. Asymetrie při velkých změnách teplot je v létě spojena s přechodem studených a v zimě teplých front.

## 5. Data a metody

Jako vstupní data byly použity maximální a minimální teploty vzduchu ze 2 m z meteorologické stanice Praha – Karlov<sup>5</sup> s přesností měření na desetiny °C. Zvlášť byly počítány změny teplot pro letní (červen – srpen) a zimní (prosinec – únor) měsíce za období leden 1961 – prosinec 1998. Informace o cirkulačních podmínkách nabízí řada klasifikací synoptických situací. V této práci byly použity klasifikace Hesse a Brezowského (GERSTENGARBE a WERNER 2010), Brádkova klasifikace (ČHMÚ 2015), objektivizovaná klasifikace Jenkinsona a Collisona (JCT) s počtem typů 9, 18 a 27 a Beckova klasifikace (GWT) s počtem typů 18 a 27. Zkratky a typy klasifikace Hesse a Brezowského jsou uvedeny v tabulce 3.1, Brádkovy klasifikace v tabulce 3.3 a pro klasifikace JCT a GWT jsou tabulky v příloze 1 - 5.

V prvním kroku byla vypočtena změna teploty mezi daným dnem a předchozím dnem, přičemž kladná hodnota představuje oteplení a záporná ochlazení. Následně byly ke změnám teplot přiřazeny synoptické situace jednotlivých klasifikací. Žádné další úpravy dat nebyly nutné.

Následně byla spočtena četnost jednotlivých synoptických typů a to zvlášť pro zimu i léto. Asymetrie, které jsou popsány v úvodu, jsou patrné i v datech ze stanice Praha – Karlov. Zjištěn byl také počet dní s oteplením v intervalu 0 až 3 °C pro léto a ochlazením v intervalu 0 až -3 °C pro zimu pro jednotlivé synoptické situace. K informaci o počtu dní s konkrétní synoptickou situací tak přibyla informace, v kolika z těchto dní došlo ke sledované změně.

Získané výsledky byly testovány pomocí metody Monte Carlo na hladině statistické významnosti  $\alpha = 5\%$  s počtem opakování 1000. Nulová hypotéza byla stanovena tak, že mezidenní změny teplot (v létě oteplení o 0 až 3 °C a v zimě ochlazení o 0 až -3 °C) nesouvisí s jednotlivými cirkulačními typy. V datovém souboru byly tisíckrát náhodně promíchány změny teplot a v každé z tisíce realizací bylo zjištěno, kolik dní ze sledovaného intervalu připadlo konkrétním synoptickým situacím. Pro přehlednost jsou výsledky vyjádřeny v procentech, jako podíl dní se sledovanou změnou teploty a všech dní s konkrétní synoptickou situací. Nulová hypotéza bude zamítnuta v případě, že podíl ochlazení nebo oteplení ze zmíněného intervalu bude vyšší, než 95 % podílů, které byly získány náhodným spojením synoptických typů a změn teplot. Výpočty byly provedeny v programu Excel s využitím Visual Basic.

---

<sup>5</sup> **Stanice Praha – Karlov** je umístěna na střeše budovy Fyzikálního ústavu MFF UK na Praze 2 (50° 04' s.š. 14° 25' v.d.) v nadmořské výšce 254 m n.m. V provozu je již od roku 1920. Maximální teplota 38,5 °C byla na stanici naměřena 27. 7. 1983. Minimální teplota -29,1 °C byla zaznamenána 11. 2. 1929. Průměrná roční teplota činí 9,3 °C (ČHMÚ 2015).



Výsledky testu Monte Carlo jsou znázorněny pomocí box-plotů. Šířka krabice je dána četností synoptické situace, čím je situace častější, tím je box plot širší. Krabice znázorňuje rozptyl poměr náhodně spojených změn teplot ze sledovaného intervalu s konkrétní synoptickou situací ku všem změnám teplot s konkrétní situací. Rozptyl s nárůstem pozorování klesá. Tzv. vousy určují 5. a 95. percentil.

K porovnání empirických rozdělení byl použit test Kolmogorov-Smirnov (K-S) pro dva výběry. K-S test porovnává kumulativní četnosti obou výběrů. Relativní kumulativní četnost se vypočte podle vzorce 5.1), kde  $n$  je počet celkový počet hodnot, následně se určí největší rozdíl podle vzorce 5.2), který se porovná s kritickou hodnotou (vypočtenou podle vzorce 5.3). Proměnné  $n_1$  a  $n_2$  ve vzorcích značí celkový počet hodnot v jednotlivých rozděleních. Testováno bylo na hladině statistické významnosti  $\alpha = 5 \%$ . Nulová hypotéza testu zní: empirické soubory mají shodné rozdělení. V případě, že maximální rozdíl je větší než kritická hodnota, zamítá se nulová hypotéza. V opačném případě se nulová hypotéza nepřijímá (WILKS 2011).

$$N_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^i n_j \quad 5.1)$$

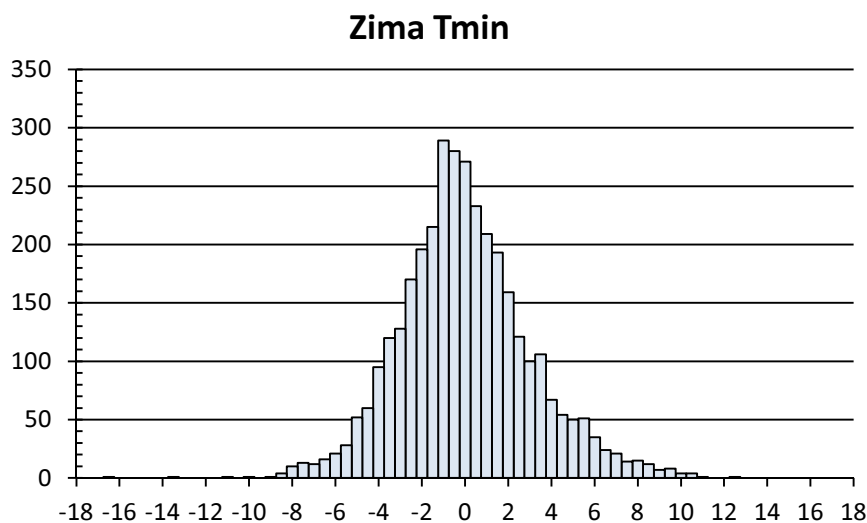
$$D_{max} = \max_i |N_{1i} - N_{2i}| \quad 5.2)$$

$$D_{crit.} = \frac{1,36}{\sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}}} \quad 5.3)$$

## 6. Výsledky

### 6.1 Zima

Celkem bylo v zimním období analyzováno 3428 dní, z toho 1342 dní spadá do intervalu ochlazení o 0 až -3 °C. Nejvýraznější pokles minimálních teplot ze dne na den činí -16,7 °C, naopak největší nárůst 12,2 °C. Medián změn má hodnotu -0,2 °C a nejčtetnější půlstupňový interval je od -0,25 °C do -0,75 °C, kam spadá 280 hodnot. Rozdělení všech mezidenních teplot v zimě je znázorněno v grafu 6.1. Jak je zmíněno v kapitole 4, rozdělení mezidenních změn teplot nemá parametry normálního rozdělení.

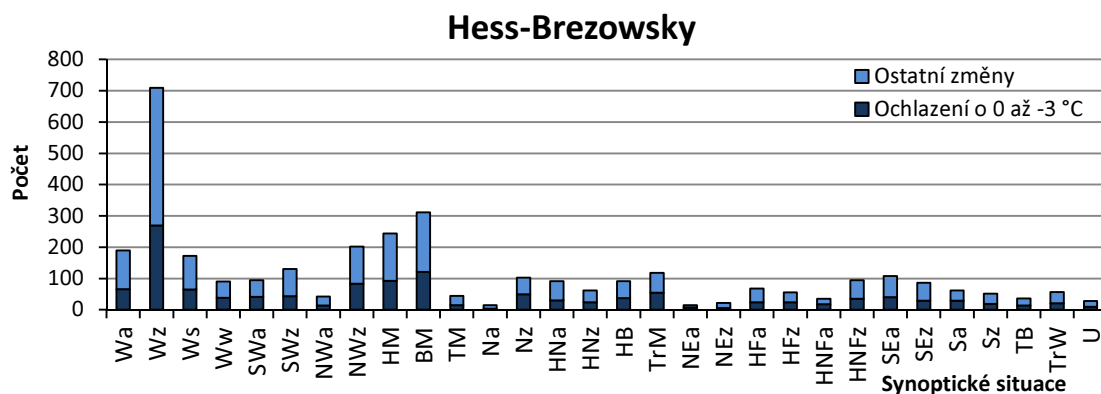


**Graf 6.1:** Histogram mezidenních změn zimních minimálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov

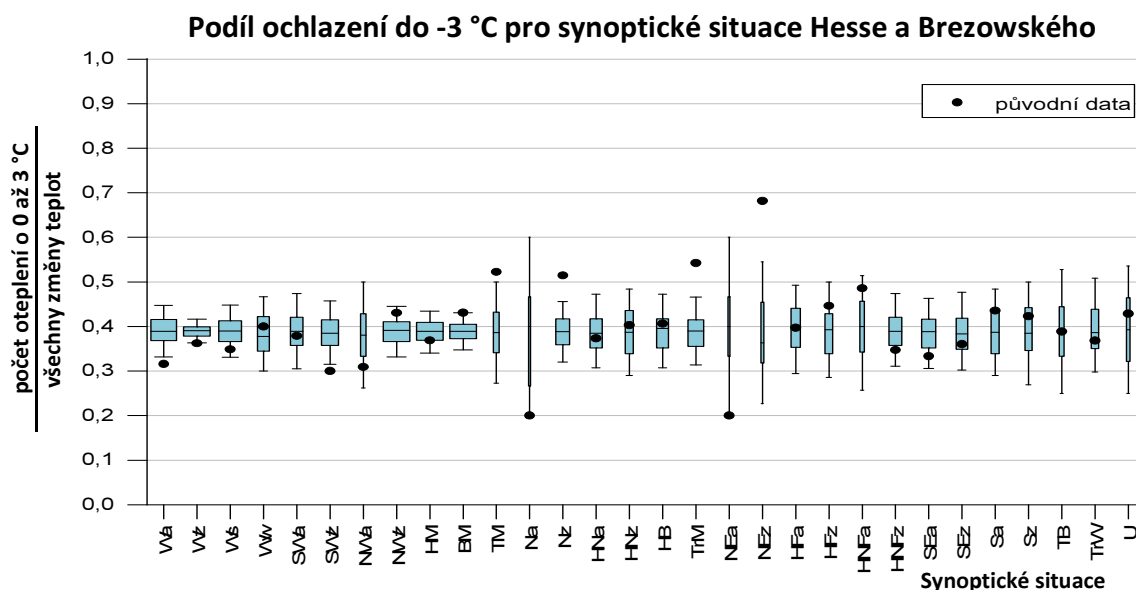
#### 6.1.1 Klasifikace Hesse a Brezowského

V zimních měsících je nejčastější synoptickou situací Wz, která ve sledovaném období nastala 709 krát (graf 6.2). Západní cyklonální situace je zároveň situací s nejvyšším počtem změn v intervalu 0 až -3 °C, celkem 269. Naopak největší poměr sledovaných změn je při severovýchodní cyklonální situaci (NEz), kdy k ochlazení došlo v 68 % případů. Rozdělení všech změn a sledovaného ochlazení je prakticky totožné. Dokazuje to test K-S, kdy největší rozdíl v relativní kumulativní četnosti obou rozdělení je 0,011. Kritická hodnota pro zamítnutí nulové hypotézy je přitom 0,043. Nulová hypotéza tak byla přijata (příloha 6).

Výsledky testu Monte Carlo jsou znázorněny v grafu 6.3. Poměry reálných dat jsou ve 4 případech zřetelně vyšší, než rozptyl náhodně spojených změn a synoptických situací. Jedná se o situace TM, NZ, TrM a NEz. Zároveň jsou to jediné situace, kde byla nulová hypotéza zamítnuta a platí hypotéza alternativní, počet ochlazení v intervalu 0 až -3 °C souvisí s cirkulačním typem.



**Graf 6.2:** Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace Hesse a Brezowského pro období 1961 – 1998.



**Graf 6.3:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl ochlazení do -3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci Hesse a Brezowského pro období 1961 – 1998.

Při situaci TM se nachází tlaková níže nad střední Evropou. Vzhledem k podmínce trvání synoptické situace alespoň 3 dny lze předpokládat, že se za tuto dobu bude střed níže postupně přesouvat. Při přesunu středu k jihu nebo k východu, se do střední Evropy dostává chladnější vzduch od severu a severovýchodu, který proudí po její zadní straně. Naopak při nasouvání níže převládá příliv vzduchu od jihu, který je zpravidla teplejší (GERSTENGARBE a WERNER 2010). Pro lepší představu o konkrétní cirkulaci je však nutné znát přibližnou polohu středu a následně porovnat, zda k ochlazení dochází častěji v prvních, nebo posledních dnech trvání situace. Poloha centra je také důležitá pro určení směru přicházejících front. Nejčastěji přicházejí fronty od jihu a jihovýchodu, nebo také ze severního sektoru. Pokud leží střed výškové cyklóny v okolí Čech, obíhají fronty střed níže, aniž by ovlivňovaly charakter počasí. Při zemi se navíc často vytváří inverze studeného vzduchu (KOLEKTIV HMÚ 1968). Podobně se pak může chovat i brázda nad střední Evropou – TrM.

Při NZ – severní cyklonální situaci leží průměrná tlaková níže nad Finským zálivem. Do střední Evropy tak proudí chladný vzduch od severu. Při situaci NEz – severovýchodní cyklonální převládá advekce chladného a suchého vzduchu od východu. Spojení anticyklonálního typu nad střední Evropou HM s ochlazením o 0 až -3 °C se ale neprokázalo.

Naopak nižší poměr ochlazení do 3 °C, než jaký byl rozptýl poměrů náhodně přiřazených změn teplot, je patrný v případě Wa a SWz. Při těchto situacích převládá ve střední Evropě západní nebo jihozápadní proudění, které je spojeno s advekcí v zimě teplejších a vlhčích vzduchových hmot.

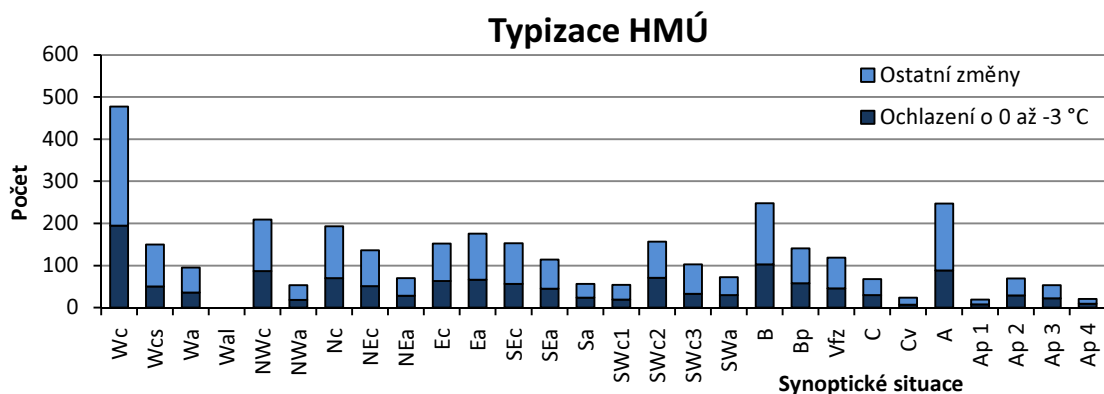
### 6.1.2 Typizace HMÚ

Podle Brádkovy klasifikace je nejčetnější Západní cyklonální situace (Wc) s celkovým počtem 477 dní. Zároveň do situace Wc spadá i nejvíce změn z intervalu 0 až -3 °C, konkrétně 195 (graf 6.4). Nejvyšší poměr sledovaných změn byl pozorován u situace cyklóna nad střední Evropou (C) a to 54,5 %. Podle testu K-S (příloha 7), jsou obě rozdělení shodná, největší rozdíl relativních kumulativních četností činí jen 0,007. Kritická hodnota pro zamítnutí nulové hypotézy je přitom 0,043.

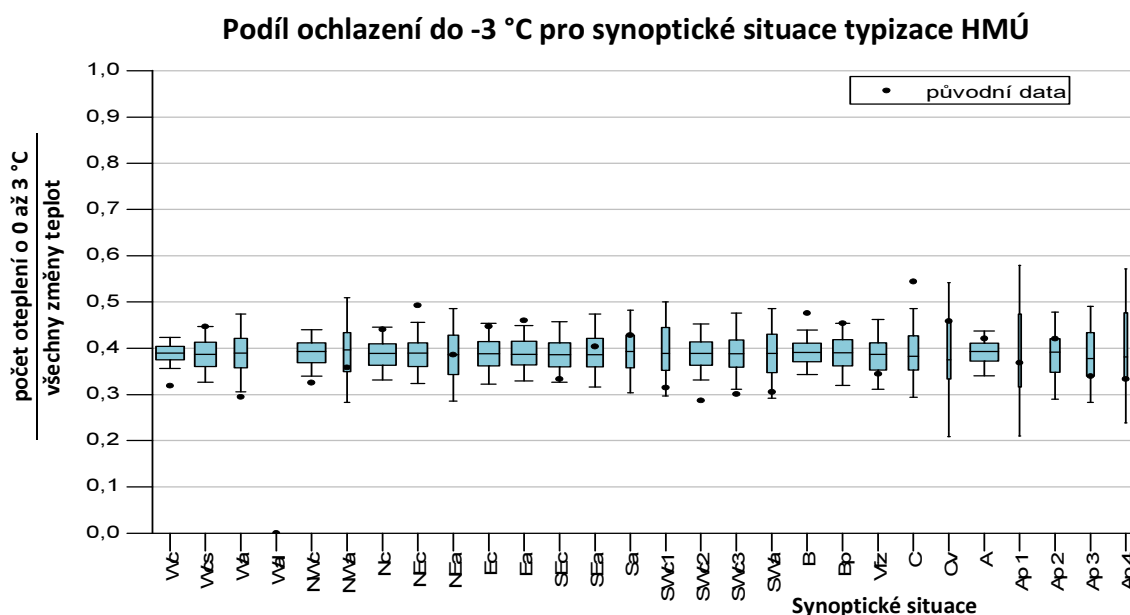
Nulová hypotéza testu Monte Carlo byla zamítnuta pro situace NEc, Ea, B a C (graf 6.5). Cyklóna nad střední Evropou (C) je totožná se situací TM v klasifikaci Hesse a Brezowského a brázda nad střední Evropou (B) pak odpovídá situaci TrM. Severovýchodní cyklonální situace NEc je charakteristická přílivem studeného vzduchu od severu nebo severovýchodu. Může za to hřeben vysokého tlaku vzduchu táhnoucí se od Azorských ostrovů přes Britské ostrovy až do Skandinávie. Chladný vzduch pak proudí po přední straně hřebene směrem do střední Evropy. Tlaková níže ve vyšších patrech troposféry, která se nachází zpravidla nad Balkánem, naopak zajišťuje přísun teplého a vlhkého vzduchu od jihu ve výšce (KOLEKTIV HMÚ 1968).

Studený a suchý vzduch proudí do střední Evropy také při Východní anticyklonální situaci (Ea). Velmi podobně jako u klasifikace Hesse a Brezowského se anticyklonální proudění nad střední Evropou nepodařilo spojit s mezidenním ochlazením do 3 °C.

Při situacích, kdy převažuje proudění od jihu, jihozápadu, západu nebo severozápadu je poměr ochlazení do -3 °C zpravidla nižší, než medián náhodně spojených změn teplot. Statisticky signifikantní je pak nižší poměr u situace Wc, Wa, NWc, SWC2 a SWC3 (graf 6.5).



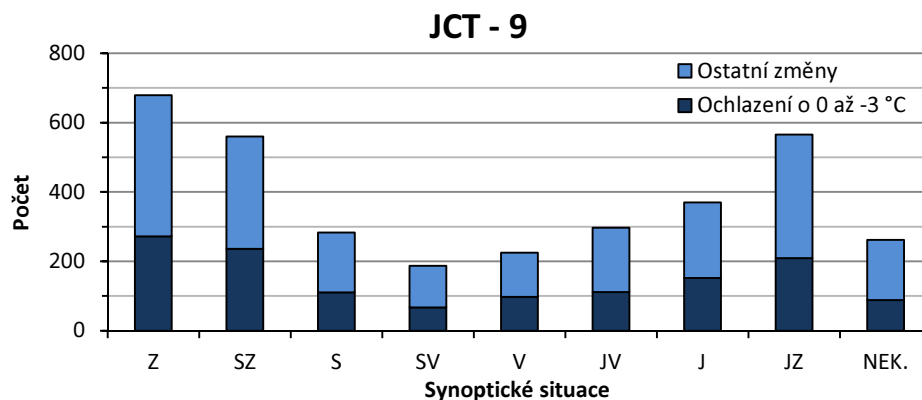
**Graf 6.4:** Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ pro období 1961 – 1998.



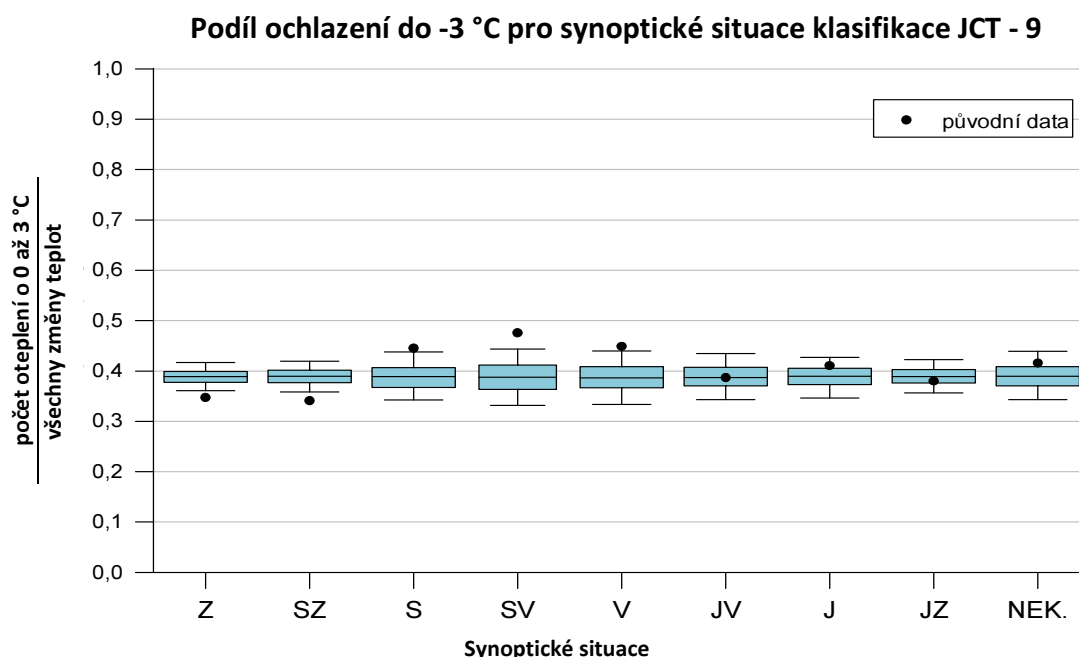
**Graf 6.5:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl ochlazení do -3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v typizaci HMÚ pro období 1961 – 1998.

### 6.1.3 Klasifikace JCT - 9

Klasifikace JCT při konfiguraci 9 má jen 8 směrových typů + neklasifikované situace. Nejčetnější je západní typ s 679 případy, z toho 272 dní spadá do sledovaného intervalu ochlazení do -3 °C, což je nejvíce ze všech (graf 6.6). Nejvyšší podíl sledovaných změn v jednom cirkulačním typu je 47 % při severovýchodním proudění. Změny teplot v intervalu od 0 do -3 °C mají stejné rozdělení jako všechny teplotní změny. Maximální rozdíl relativních kumulativních četností je 0,02, což je méně než kritická hodnota 0,043 (příloha 8). Výsledky testu Monte Carlo jsou vykresleny v grafu 6.7. Je zřejmé, že nulová hypotéza byla zamítnuta v případě proudění od severu, severovýchodu a východu. Naopak při proudění vzduchu od západu a severozápadu byl poměr nižší, než rozptyl náhodně generovaných spojení.



**Graf 6.6:** Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT-9 pro období 1961 – 1998.

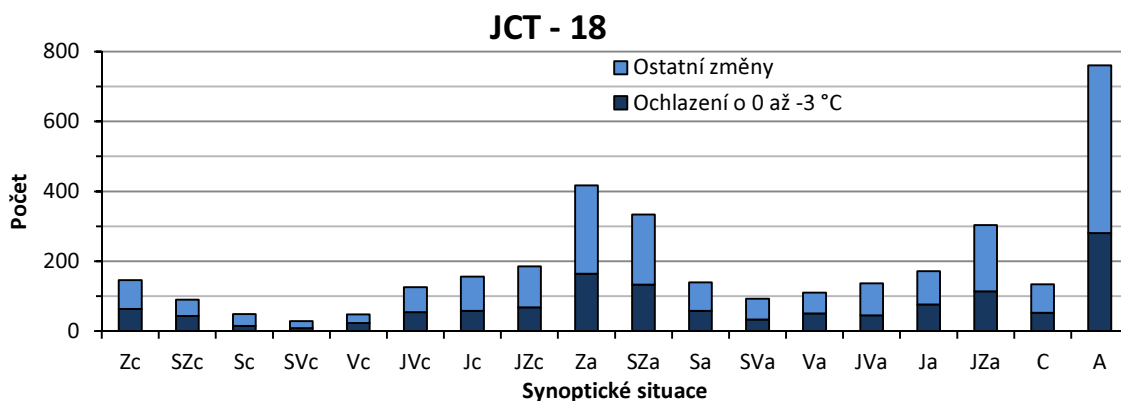


**Graf 6.7:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl ochlazení do -3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci JCT - 9 pro období 1961 – 1998.

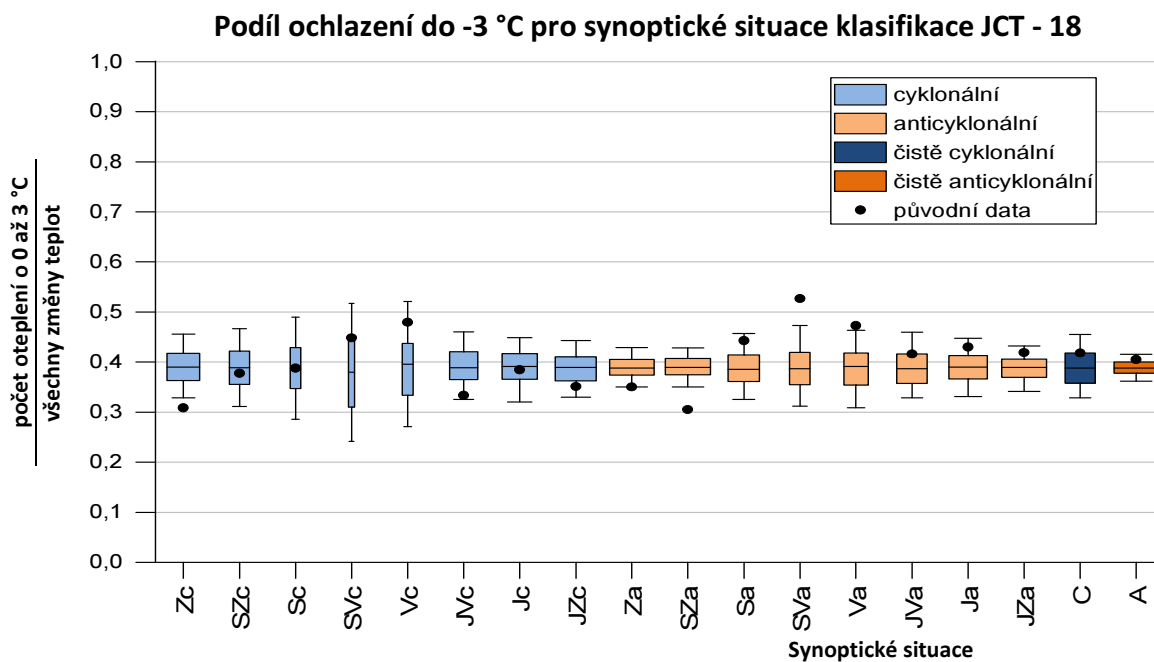
#### 6.1.4 Klasifikace JCT - 18

V případě celkového počtu 18 typů jsou jednotlivé směrové typy rozděleny na situace s cyklonálním a anticyklonálním zakřivením izobar + čistě cyklonální a anticyklonální typ. Nejčetnější je čistě anticyklonální typ se 760 dny, z toho do intervalu ochlazení do -3 °C spadá 281 případů (graf 6.8). Nejvíce případů ochlazení ze sledovaného intervalu je při severovýchodní anticyklonální situaci, celých 53 %. Rozdělení všech teplotních změn a změn ze sledovaného intervalu se podle testu K-S shodují. Největší rozdíl v relativních kumulativních četnostech je 0,021, což je méně než kritická hodnota 0,043 (příloha 9).

Podle testu Monte Carlo se nulová hypotéza zamítá v případě severovýchodního anticyklonálního a severního anticyklonálního proudění (graf 6.9). Při těchto situacích se do střední Evropy dostává chladný vzduch z východu. V případě čistě anticyklonálního proudění nebyla souvislost s ochlazováním prokázána. Naopak nižší jsou původní poměry při západním cyklonálním a severozápadním anticyklonálním prouděním.



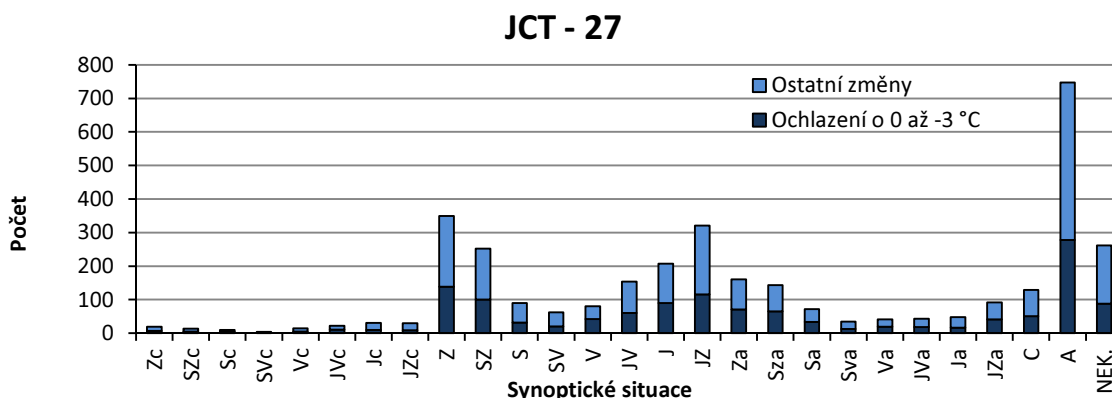
**Graf 6.8:** Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 18 pro období 1961 – 1998.



**Graf 6.9:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl ochlazení do -3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci JCT - 18 pro období 1961 – 1998.

### 6.1.5 Klasifikace JCT - 27

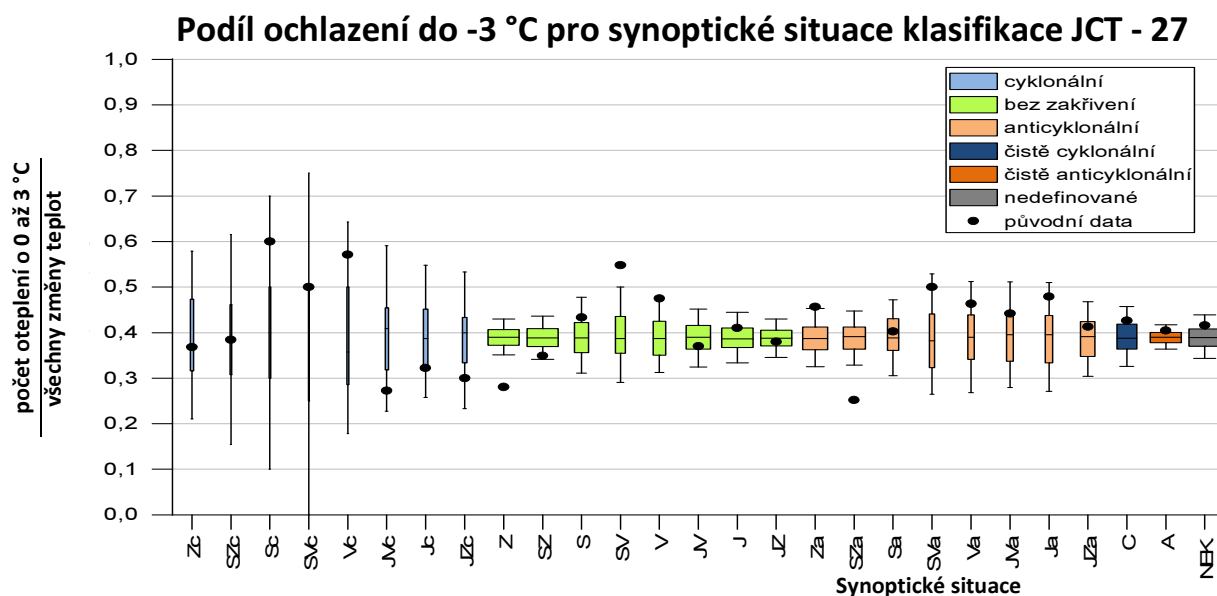
27 cirkulačních typů je rozděleno na 8 směrových typů s cyklonálním zakřivením izobar, 8 čistě směrových, 8 směrových s anticyklonálním zakřivením izobar, čistě cyklonální a anticyklonální proudění + neklasifikované situace. Nejčastěji byly situace klasifikovány jako čistě anticyklonální, celkem 747 krát (graf 6.10). Zároveň je čistě anticyklonální typ proudění situace s nejvyšším počtem dní s ochlazením mezi 0 a -3 °C. Nejvyšší poměr 57 % dní se sledovaným ochlazením připadá na Severovýchodní proudění. Podle testu K-S jsou obě rozdělení shodná (příloha 10). Největší rozdíl relativních kumulativních četností 0,025, je nižší než kritická hodnota 0,043.



**Graf 6.10:** Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 27 pro období 1961 – 1998.

Změny teplot v intervalu 0 až -3 °C lze podle testu Monte Carlo spojit jen se Severovýchodním prouděním, kde byla na hladině statistické významnosti  $\alpha = 5 \%$  zamítnuta nulová hypotéza. Opět se jedná o situaci, kdy převládá advekce studených a suchých kontinentálních vzduchových hmot ze severovýchodu směrem do střední Evropy. Anticyklonální typ proudění s ochlazením od -3 °C nesouvisí. Nižší poměr než rozptyl generovaných spojení je při západním a severozápadním anticyklonálním typu proudění (graf 6.11).



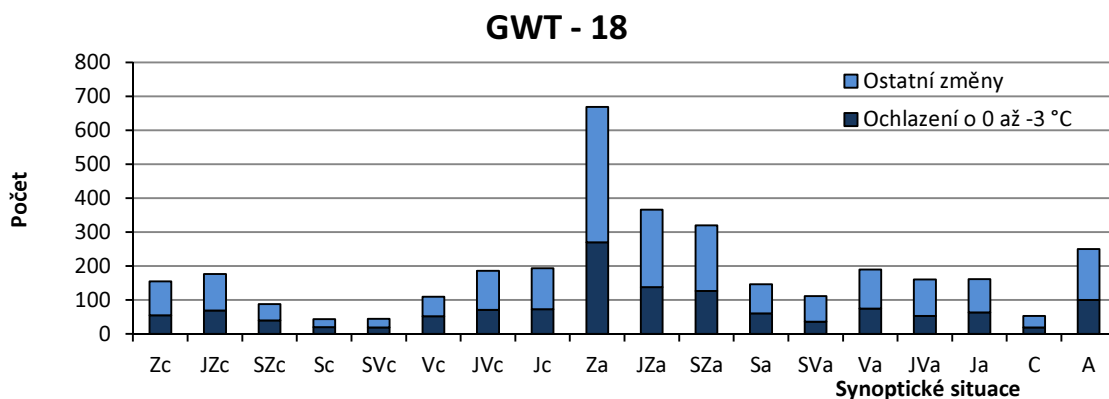


**Graf 6.11:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl ochlazení do -3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci JCT - 27 pro období 1961 – 1998.

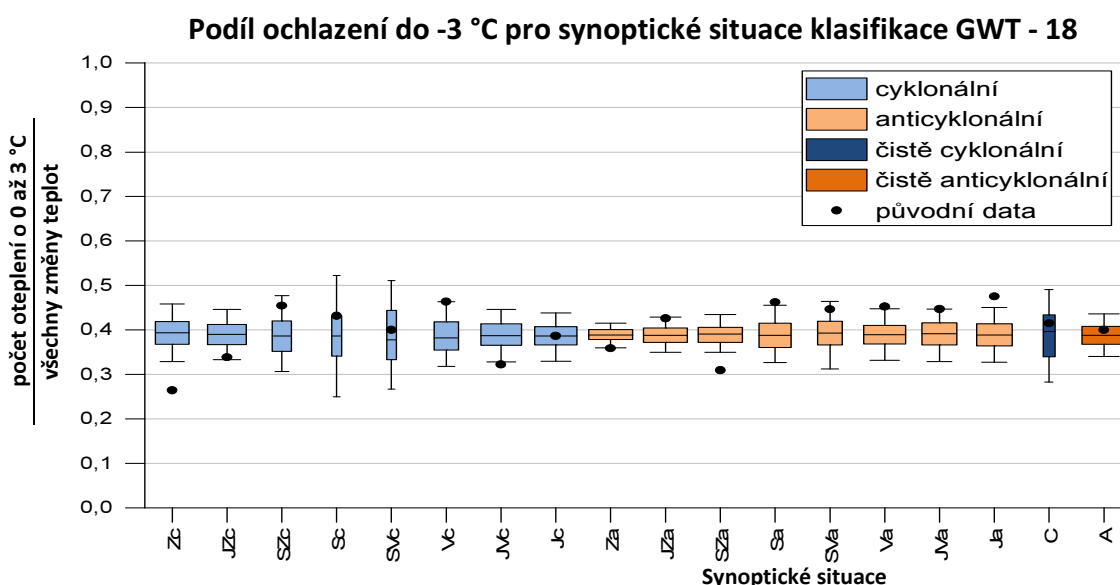
### 6.1.6 Klasifikace GWT – 18

Stejně jako v případě JCT – 18, jsou směrové typy rozděleny na cyklonální a anticyklonální typ proudění + čistě cyklonální a anticyklonální situace. Daleko nejvíce případů spadá do kategorie severního anticyklonálního proudění, konkrétně 669 situací. Typ Sa má zároveň nejvíce dní se změnou teplot od 0 do -3 °C a to 270 (graf 6.12). Nejvíce zastoupeny jsou změny do -3 °C v typu severozápadní anticyklonální proudění, kde tvoří 47 % všech změn. Situace s ochlazením o 0 až -3 °C mají, podle testu K-S, stejné rozdělení jako rozdělení všech změn dohromady. Maximální rozdíl v relativních kumulativních četnostech 0,012 je nižší než kritická hodnota 0,043 (příloha 11).

Statisticky odlišný od náhody je poměr ochlazení do -3 °C při Sa a Ja proudění. Nulová hypotéza se v těchto případech zamítá. Při čistě anticyklonálním proudění se spojení s ochlazením neprokázalo. Naopak nižší poměr, než rozptyl náhodně generovaných spojení, mají situace severní cyklonální, západní cyklonální a východní anticyklonální (graf 6.13).



**Graf 6.12:** Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 18 pro období 1961 – 1998.

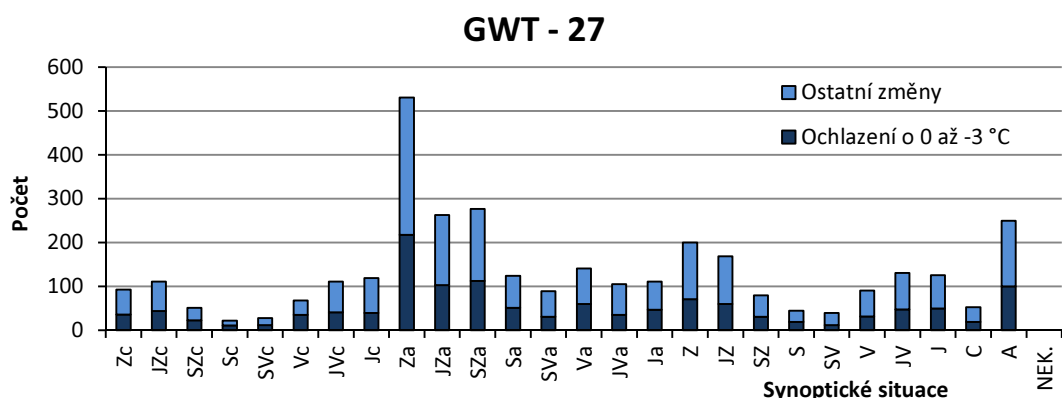


**Graf 6.13:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl ochlazení do -3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci GWT - 18 pro období 1961 – 1998.

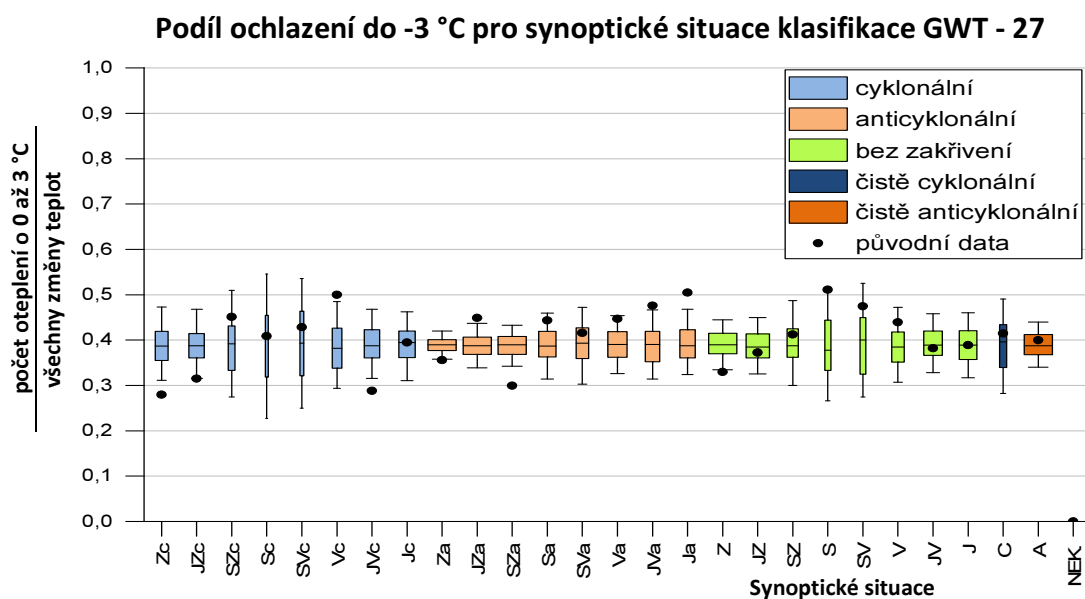
### 6.1.7 Klasifikace GWT – 27

Klasifikace GWT – 27 je rozdělena na cyklonální, anticyklonální a čistě směrové cirkulační typy. Dále pak klasifikaci doplňují čistě cyklonální a anticyklonální typ a neklasifikované situace. Nejčastější typ klasifikace je severozápadní cyklonální, který nastal celkem 531 krát, z toho ochlazení do -3 °C tvoří 218 situací (graf 6.14). Stejně jako v předchozích případech jsou rozdělení všech změn teplot a změn v intervalu od 0 do -3 °C shodná, což potvrzuje K-S test (příloha 12). Maximální rozdíl v relativních kumulativních četnostech je 0,018 a je nižší než kritická hodnota 0,043.

Nulová hypotéza v testu Monte Carlo byla zamítnuta pro Vc, JZa, JVa a Va (graf 6.15). Platí tedy, že při těchto situacích souvisí podíl ochlazení do  $-3^{\circ}\text{C}$  s cirkulačními typy. Při východní cyklonální i anticyklonální situaci se dostává do střední Evropy studený vzduch z východu nebo jihovýchodu. Naopak při jihozápadním anticyklonálním prouděním se do střední Evropy dostává vzduch od jihozápadu. Anticyklonální charakter počasí a prochlazená pevnina podporuje vznik inverzí.



**Graf 6.14:** Četnosti mezidenních změn zimních minimálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 27 pro období 1961 – 1998.



**Graf 6.15:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až  $-3^{\circ}\text{C}$  se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl ochlazení do  $-3^{\circ}\text{C}$  ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci GWT - 27 pro období 1961 – 1998.

### 6.1.8 Srovnání klasifikací

Pro všechny zvolené klasifikace platí, že v zimním období se rozdělení hodnot v intervalu 0 až  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  neodlišuje od rozdělení ostatních mezidenních teplot vzduchu. V žádné klasifikaci se tak změny ze sledovaného intervalu neomezují jen na několik málo konkrétních situací. Ochlazení ze dne na den o 0 až  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  se vyskytuje při všech cirkulačních typech všech klasifikací s výjimkou neklasifikovaných situací v klasifikaci GWT – 27 a Wal (západní cirkulace letního typu) v klasifikaci HMÚ, kam žádné situace nespádají.

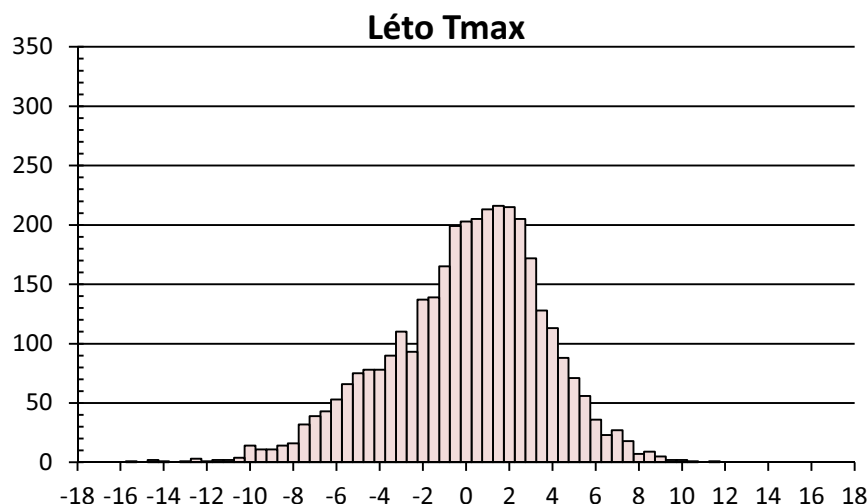
Zároveň ve všech klasifikacích platí, že poměry situací s ochlazením o 0 až  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  v jednotlivých cirkulačních typech jsou vyšší, než rozptyl náhodně spojených změn teplot, při advekci chladného vzduchu ze severu nebo východu. Nejzřetelněji je trend vidět v klasifikaci JCT – 9, kdy jsou poměry při proudění od západu a jihozápadu nižší než rozptyl generovaných spojení. Naopak při proudění od severu, severovýchodu a východu jsou poměry vyšší. Podobně se chová i klasifikace JCT – 18. Podíl situací se sledovaným ochlazením roste s postupnou změnou proudění od západního k severovýchodnímu a následně opět klesá, přičemž změna podílů je patrna při cyklonálním i anticyklonálním zakřivením izobar. Růst podílu při postupné změně směru proudění je viditelný také v klasifikaci JCT – 27. Výjimku tvoří jen západní anticyklonální proudění. Při této situaci nepřechází přes střední Evropu silné fronty, které by narušily přízemní inverzi. Teplejší vzduch pak proudí ve výšce a při zemi zůstává vzduch chladný.

Podobně jako u klasifikací JCT jsou i v klasifikacích GWT nejvyšší podíly ochlazení při S, SV, V, JV a J proudění s anticyklonálním zakřivením izobar, které jsou navíc i častější, než cyklonální proudění. Naopak největší rozdíl je v případě JCT – 27 a GWT – 27. Zatímco v klasifikaci GWT – 27 není žádná neklasifikovaná situace, v případě JCT – 27 je neklasifikovaná situace 4. nejčastěji se opakujícím typem. Navíc i počet čistě anticyklonálních situací je zhruba 3 krát vyšší než v klasifikaci GWT – 27.

Ve všech klasifikacích s čistě anticyklonálním prouděním se spojitost s vyšším podílem ochlazení do  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  neprokázala. Zdá se, že větší podíl na asymetrii rozdělení minimálních zimních teplot má advekce chladnějšího vzduchu, než postupné ochlazování v důsledku záporné radiační bilance.

## 6.2 Léto

V létě byla mezidenní změna teploty počítána pro 3496 dní. Do intervalu oteplení o 0 až 3 °C z toho spadá 1256 dní. Největší pokles maximálních teplot ve sledovaném období byl o 15,5 °C. Naopak největší nárůst činí 11,5 °C. Medián změn je 0,4 °C a nejpočetnější kategorie je s 215 hodnotami oteplení o 2 °C (graf 6.16). Šikmost rozdělení je -0,47 a jak je uvedeno v kapitole 4, nejedná se o normální rozdělení.



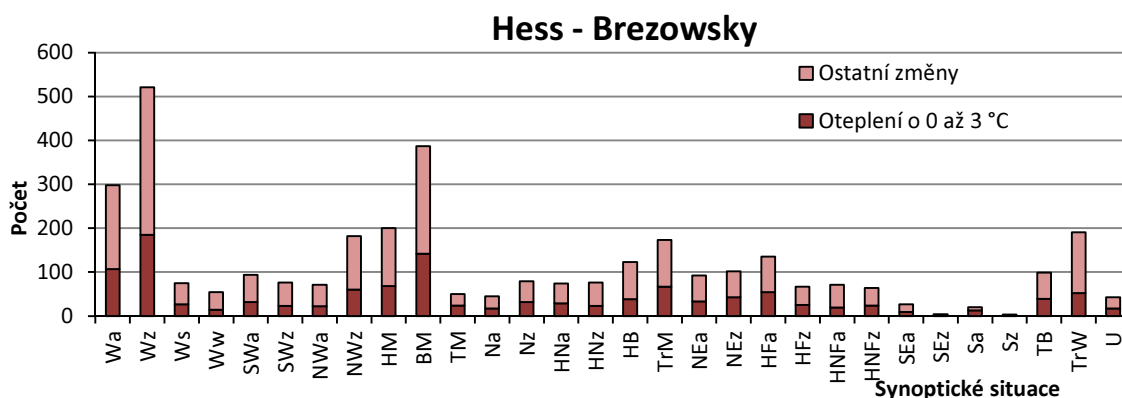
**Graf 6.16:** Histogram mezidenních změn letních maximálních teplot pro období 1961 – 1998 v Praze Karlov.

### 6.2.1 Klasifikace Hesse a Brezowského

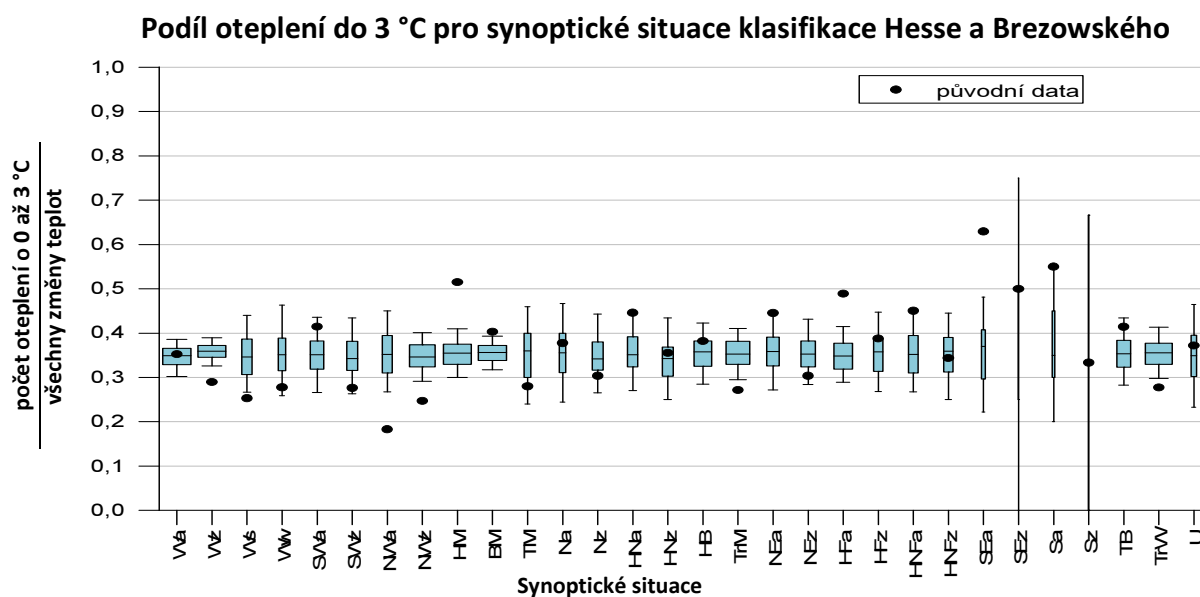
Nejčastější synoptickou situací v létě je západní cyklonální Wz, která nastala celkem 521 krát. Wz je také situace s největším počtem oteplení v intervalu 0 až 3 °C, které bylo pozorováno při 185 případech (graf 6.17). Největší podíl oteplení ze sledovaného intervalu je v situaci SEa – jihovýchodní anticyklonální proudění, kde případy s oteplením tvoří 63 % všech změn. Rozdělení všech změn a oteplení ze dne na den do 3 °C jsou shodná, což potvrdil i K-S test pro dva výběry. Maximální rozdíl v relativních kumulativních četnostech obou rozdělení se rovná 0,015 a je menší než kritická hodnota 0,044 (příloha 13).

Vyšší podíly oteplení o 0 až 3 °C, než jaký je rozptyl podílů náhodně spojených se synoptickou situací, nastal ve 4 případech: HM, BM, HFa a SEa (graf 6.18). Nulová hypotéza testu Monte Carlo se v těchto případech zamítá a platí, že podíly jsou statisticky odlišné od náhody, čili oteplování do 3 °C je spojeno těmito situacemi. Tlaková výše a hřeben vysokého tlaku vzduchu nad střední Evropou odpovídají předem stanovené hypotéze popisující mechanismus mezidenního nárůstu maximálních teplot. Typ HFa – výše nad Fennoskandií, zajišťuje příliv kontinentálního vzduchu od východu. Při SEa (jihovýchodní anticyklonální situaci) naopak převládá advekce

vzduchu od jihovýchodu po zadní straně tlakové výše nad východní Evropou. Při HFa i SEa panuje anticyklonální charakter počasí. Vyšší poměry, i když ne statisticky významné, jsou u situací, kdy se do střední Evropy dostává horký vzduch od jihu a jihozápadu, nebo je charakter počasí anticyklonální. Naopak nižší podíly oteplení jsou při situacích, kdy je proudění od západu a severozápadu, nebo se jedná o cyklonální typ.



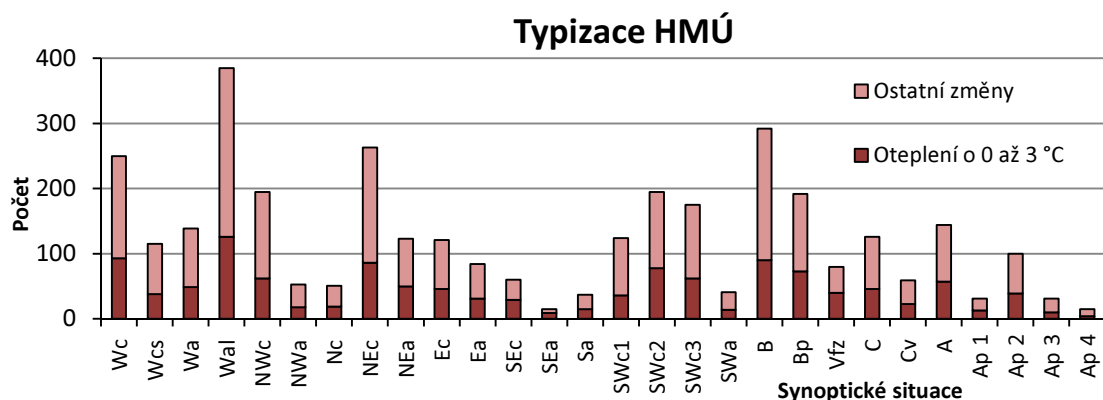
**Graf 6.17:** Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace Hesse a Brezowského pro období 1961 – 1998.



**Graf 6.18:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl oteplení do 3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci Hesse a Brezowského pro období 1961 – 1998.

### 6.2.2. Typizace HMÚ

Nejčastěji se opakující synoptickou situací je v létě západní anticyklonální situace letního typu s 385 případy. Zároveň je Wa i situace s nejvíce případy oteplení o 0 až 3 °C, které nastalo celkem 126 krát (graf 6.19). Naopak největší podíl sledovaného oteplení je při severovýchodní anticyklonální situaci, kde oteplení do 3 °C tvoří 80 % všech změn. Rozdělení hodnot s oteplením do 3 °C je totožné s rozdělením všech změn teploty v létě. Dokazuje to test K-S pro dva výběry. Maximální rozdíl relativních kumulativních četností činí 0,024 a je menší než kritická hodnota 0,044 (příloha 14).



**Graf 6.19:** Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ pro období 1961 – 1998.

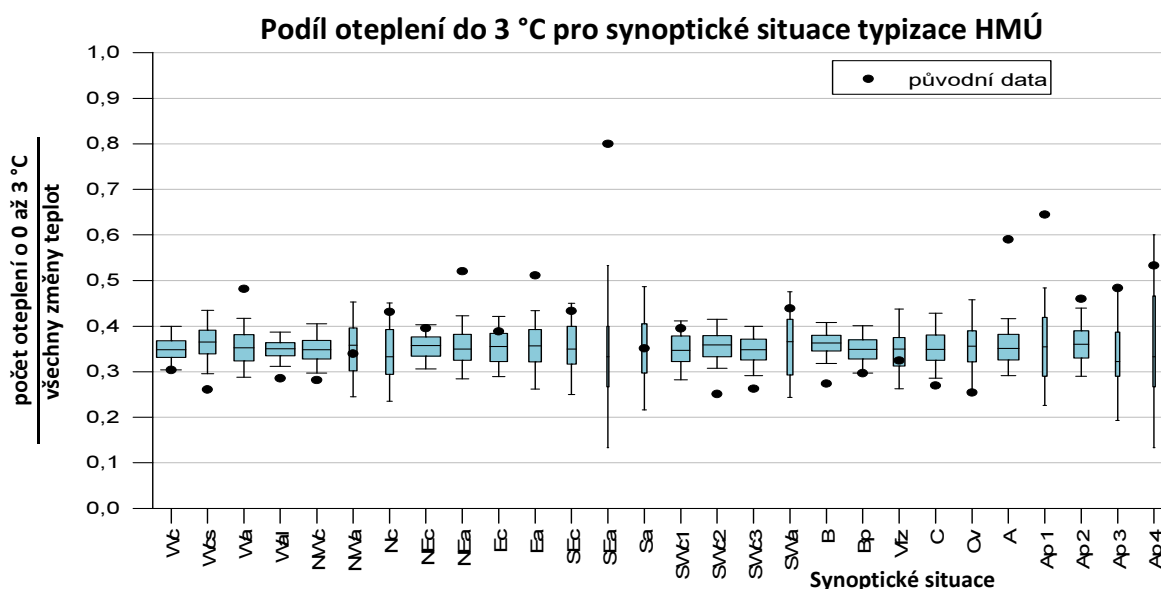
Statisticky odlišné, od rozptylu náhodně spojených změn teplot a cirkulačních typů, jsou situace Wa, NEa, Ea, SEa, A, Ap1. V těchto případech byla zamítnuta nulová hypotéza testu Monte Carlo a platí alternativní hypotéza, která říká, že podíl oteplení do 3 °C lze spojit s cirkulačním typem. V případě západní anticyklonální situace se nad střední Evropou nachází hřeben vysokého tlaku vzduchu, který se táhne od Azorských ostrovů přes Francii nad střední Evropu a dále na východ. Fronty, spojené s řídicí cyklónou nad Islandem a Norským mořem, přechází severně od našeho území. Počasí v ČR tak má anticyklonální charakter (KOLEKTIV HMÚ 1968).

Poloha tlakové výše je při severovýchodní anticyklonální situaci (NEa) nad Norským mořem, Skotskem, nebo jižní Skandinávií. Anticyklóna může být propojena hřebenem vysokého tlaku vzduchu přes Britské ostrovy s Azorskou výší. Střední Evropa je zpravidla pod vlivem výběžku vysokého tlaku a přetrvává anticyklonální charakter počasí (KOLEKTIV HMÚ 1968).

Jihovýchodní anticyklonální situace je charakteristická hřebenem vysokého tlaku vzduchu táhnoucího se z východního Středomoří přes střední Evropu do Skandinávie. Při této situaci převládá anticyklonální charakter počasí s přísunem vzduchu od jihovýchodu. SEa je typická hlavně pro zimu, v létě byla zaznamenána jen 15 krát (KOLEKTIV HMÚ 1968).

Východní anticyklonální situace je charakteristická výší nad Finským zálivem, která zasahuje až do střední Evropy. U nás převládá anticyklonální ráz počasí s advekci studeného vzduchu od severovýchodu. V létě je příliv studeného vzduchu kompenzován prohříváním povrchu. Anticyklóna se středem nad střední Evropou je doprovázena typickým bezoblačným počasím. Při této situaci se ve střední Evropě vytváří horké vlny. Putující anticyklóna 1 se pohybuje severovýchodním směrem. Postupuje po ose Azorské ostrovy, Španělsko, střední Evropa, severní Ukrajina. Četnosti putujících anticyklón jsou poměrně nízké, protože takto klasifikovaná situace vydrží v průměru jen dva dny (KOLEKTIV HMÚ 1968).

Obecně lze pozorovat, že podíl oteplení do 3 °C je vyšší než medián rozptylu náhodně spojených změn v případě anticyklonálního a nevýrazného proudění, popřípadě při situacích s advekcí teplého vzduchu od jihu, jihovýchodu a jihozápadu. Naopak nižší jsou poměry v situacích s advekcí chladného vzduchu a výrazným prouděním s přechody front (graf 6.20).



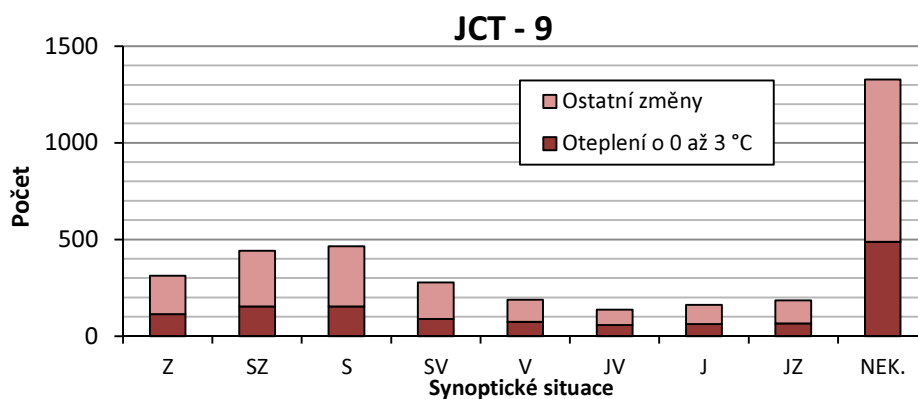
**Graf 6.20:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl oteplení do 3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v typizaci HMÚ pro období 1961 – 1998.

### 6.2.3 Klasifikace JCT – 9

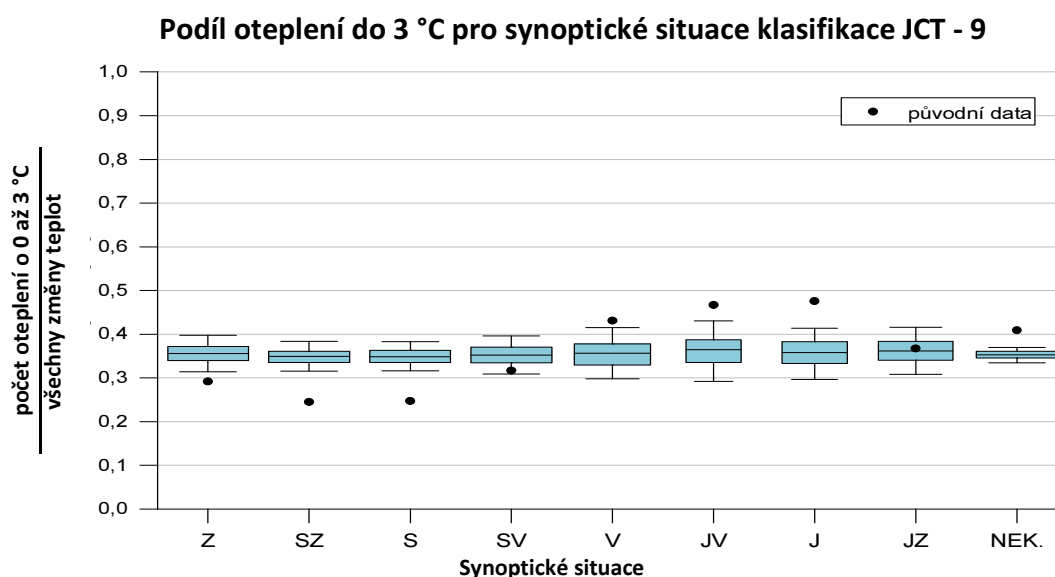
V klasifikaci JCT – 9 je daleko nejpočetnější kategorie neklasifikovaných situací, kam spadá téměř 40 % všech případů. Z celkového počtu 1328 neklasifikovaných situací se oteplilo o 0 a 3 °C ve 488 případech (graf 6.21). Největší podíl oteplení do 3 °C je při jižním proudění, kde oteplení tvoří 47 % všech změn. Podle testu K-S se jsou rozdělení všech změn teplot i změn teplot v intervalu 0 – 3 °C shodná. Maximální rozdíl relativních kumulativních četností 0,022 je menší než kritická hodnota 0,044 (příloha 15).

U čistě směrových typů proudění je podíl oteplení do 3 °C vyšší než rozptyl náhodně spojených změn teplot v situacích, kdy vzduch proudí od východu, jihovýchodu a jihu. Podíl oteplení je vyšší také u neklasifikovaných situací, kam spadá například i čistě anticyklonální situace. Naopak pokud proudění směřuje od západu, severozápadu, nebo severu, je podíl oteplení nižší, než rozptyl náhodných spojení (graf 6.22). Nulová hypotéza testu Monte Carlo byla zamítnuta u situací V, JV, J a NEK. Platí, že při těchto situacích je podíl oteplení ovlivněn cirkulačním typem.





**Graf 6.21:** Četnosti meziklimatek pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 9 pro období 1961 – 1998.

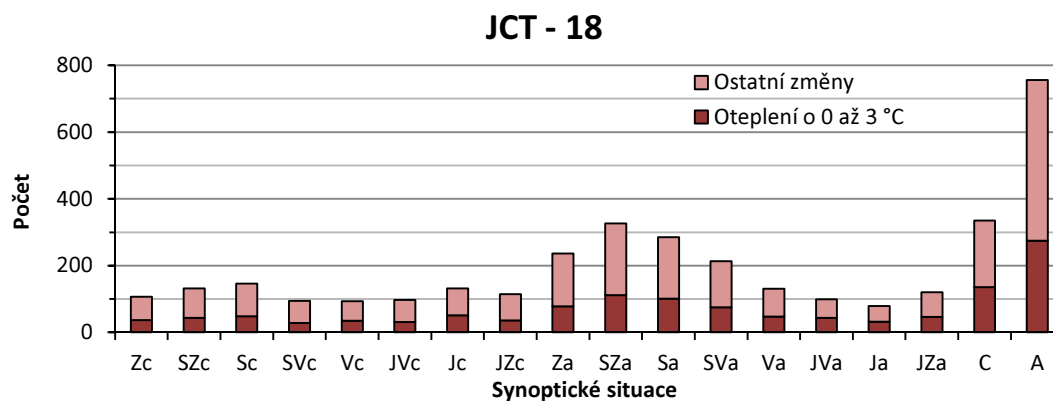


**Graf 6.22:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl oteplení do 3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci JCT - 9 pro období 1961 – 1998.

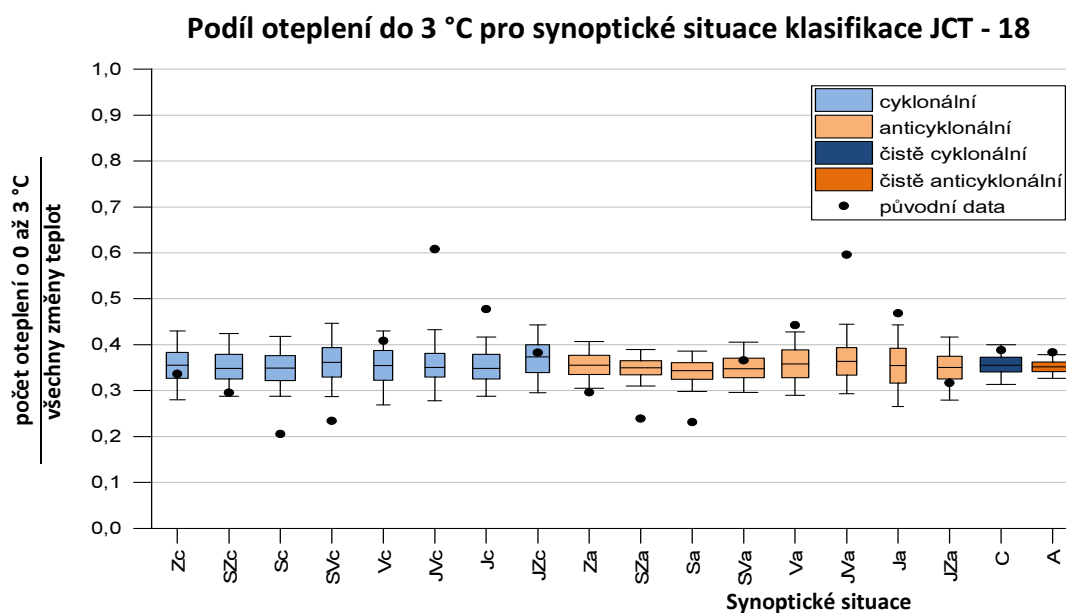
#### 6.3.4 Klasifikace JCT – 18

Nejvíce situací bylo v klasifikaci JCT – 18 určeno jako čistě anticyklonální typ, přesně 756. Z toho v 275 případech došlo k oteplení o 0 až 3 °C (graf 6.23). Největší poměr sledovaného oteplení je u jihovýchodní cyklonální situace, změna teplot v intervalu 0-3 °C představuje 61 % všech změn teplot. Podle testu K-S pro dva výběry mají rozdělení všech změn teplot i nárůst teplot do 3 °C stejné rozdělení. Maximální rozdíl relativních kumulativních četností 0,027 je nižší než 0,044, nulová hypotéza se tedy potvrzuje (příloha 16).

Podobně jako u klasifikace JCT – 9, je patrné, že podíly oteplení do 3 °C jsou nižší při konfiguraci, kdy se do střední Evropy dostává chladný vzduch od severu a severovýchodu. Naopak vyšší jsou podíly oteplení, pokud převažuje advekce vzduchu od jihu a jihovýchodu. Při situacích JVc, Jc, Va, JVc, Ja a A jsou podíly oteplení vyšší než je rozptyl podílů oteplení do 3 °C u náhodně spojených změn teplot, což je podmínka pro zamítnutí nulové hypotézy testu Monte Carlo. Platí tedy, že oteplení do 3 °C je spojeno s těmito cirkulačními typy.



**Graf 6.23:** Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 18 pro období 1961 – 1998.



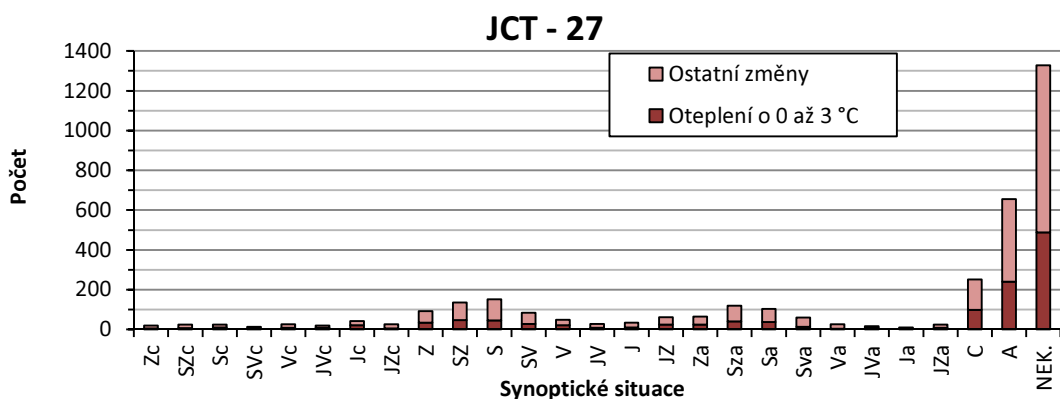
**Graf 6.24:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl oteplení do 3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci JCT - 18 pro období 1961 – 1998.

### 6.3.5 Klasifikace JCT – 27

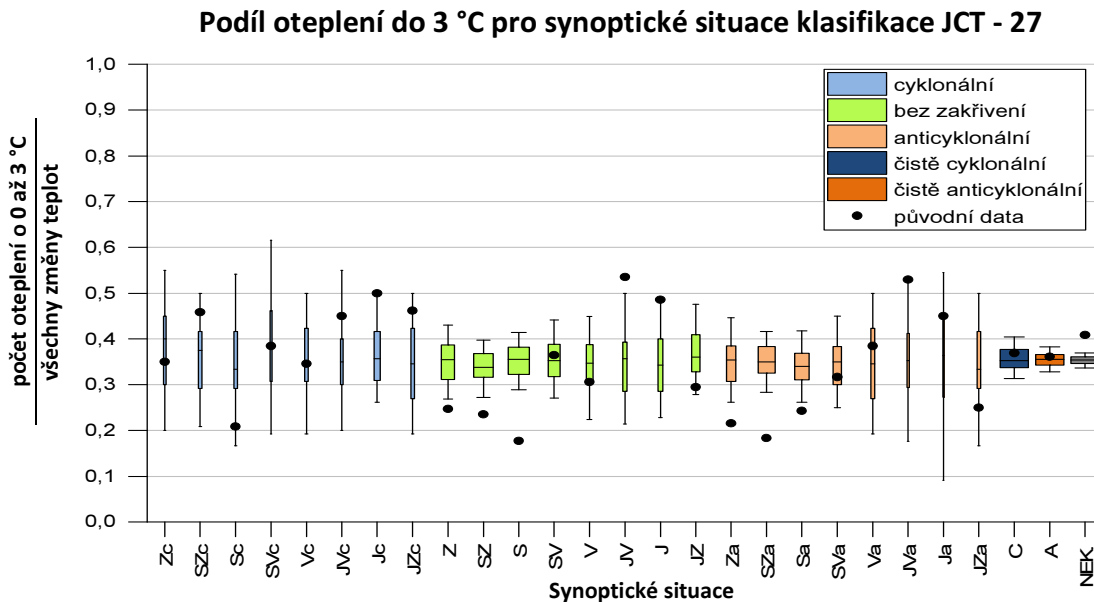
Nejpočetnější kategorií této klasifikace jsou neklasifikované situace. Jejich celkový počet je 1328, přitom k oteplení v intervalu 0 až 3 °C došlo 488 krát (graf 6.25). Nejvyšší podíl oteplení v intervalu 0 až 3 °C je při jihovýchodním proudění bez zakřivení izobar, kde oteplení ze sledovaného intervalu představuje 53 % všech teplotních změn. Rozdělení všech mezidenních změn maximálních teplot je shodné jako rozdělení nárůstu teplot do 3 °C. Maximální relativní kumulativní rozdíl činí 0,019 a je nižší než kritická hodnota 0,044 (příloha 17). Nulová hypotéza testu K-S pro dva výběry tak byla přijata.

Podíly oteplení do 3 °C jsou vyšší při jihovýchodních a jižních situacích. Vzhledem k relativně nízké četnosti většiny synoptických situací, které se pohybují do 100 případů, nejsou podíly se změnou směru proudění uspořádány tak jednoznačně, jako v klasifikaci JCT – 9 a JCT – 18. Nulová hypotéza testu Monte Carlo byla na

hladině statistické významnosti  $\alpha = 5\%$  zamítnuta jen v případě jihovýchodního proudění bez zakřivení izobar a pro neklasifikované situace (graf 6.26). Podíl oteplení do  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  při čistě anticyklonálním proudění není v tomto případě statisticky odlišný od rozptylu podílů náhodně spojených oteplení a nesouvisí tak s cirkulačním typem. Příčina může být opět ve velkém počtu neklasifikovaných situací. Na průměrné mapě tlaku na hladině moře je u neklasifikovaných situací zřejmý hřeben vysokého tlaku, který propojuje výši nad Azorskými ostrovy přes střední Evropu s výší nad Ukrajinou. U nás převládá anticyklonální ráz počasí bez výrazného proudění.



**Graf 6.25:** Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 27 pro období 1961 – 1998.

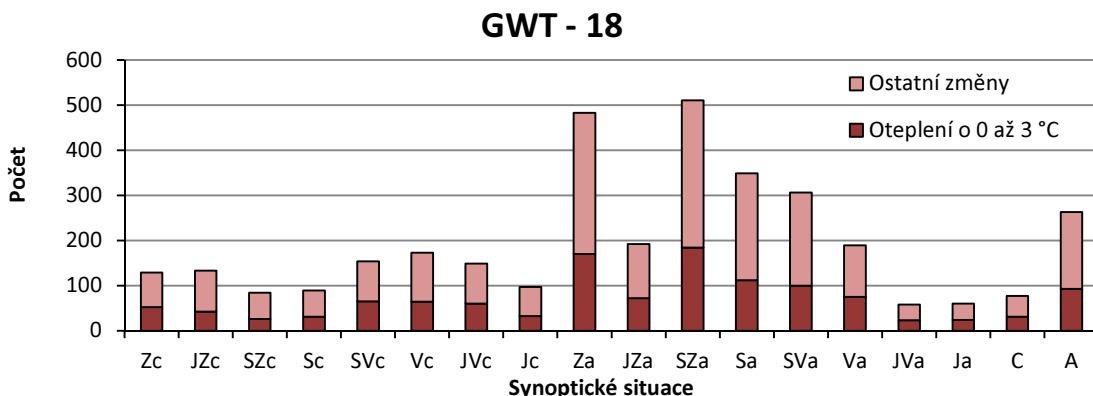


**Graf 6.22:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn maximálních letních teplot z intervalu  $0\text{ až }3\text{ }^{\circ}\text{C}$  se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl oteplení do  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci JCT - 27 pro období 1961 – 1998.

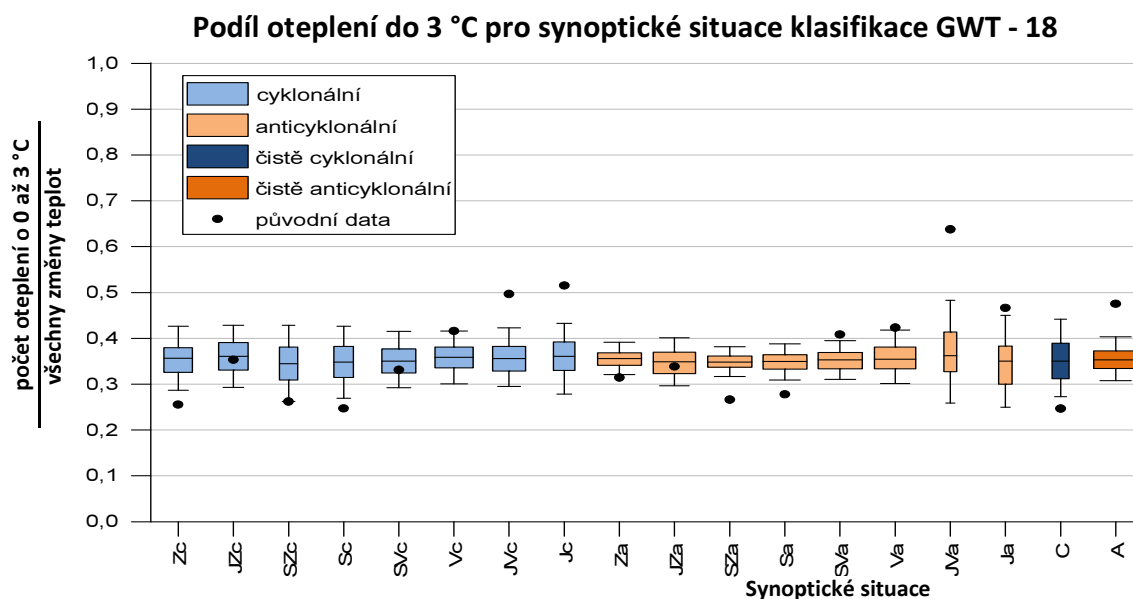
### 6.3.6 Klasifikace GWT – 18

Nejpočetnějším typem v klasifikaci GWT – 18 je severozápadní anticyklonální situace, která nastala 511 krát, z toho se 184 krát oteplilo do 3 °C (graf 6.27). Největší podíl změn z intervalu 0 až 3 °C má jihovýchodní anticyklonální situace, kde sledované oteplení tvoří 64 % všech změn. Rozdělení všech mezidenních změn teplot a změn v intervalu 0 až 3 °C jsou shodná. Test K-S pro dva výběry potvrzuje nulovou hypotézu. Maximální rozdíl relativních kumulativních četností je 0,01 (příloha 18). Kritická hodnota pro zamítnutí nulové hypotézy je přitom 0,044.

Podíly oteplení do 3 °C jsou vyšší než náhodně spojené změny teplot se synoptickými situacemi v případě jihovýchodní a jižní cyklonální situace, severovýchodní, jihovýchodní a jižní anticyklonální situace a čistě anticyklonální situace (graf 6.28). Při testu Monte Carlo byla u těchto typů zamítnuta nulová hypotéza a podíl oteplení do 3 °C v původní změnách teplot je statisticky odlišný od náhody. Poměry oteplení do 3 °C jsou obecně vyšší než medián rozptylu náhodně generovaných spojení u typů, kde převažuje proudění od jihu, jihovýchodu a východu, nebo v situacích, kde se nad střední Evropu dostává výběžek vyššího tlaku vzduchu a panuje zde anticyklonální charakter počasí, jako například u severozápadní anticyklonální situace.



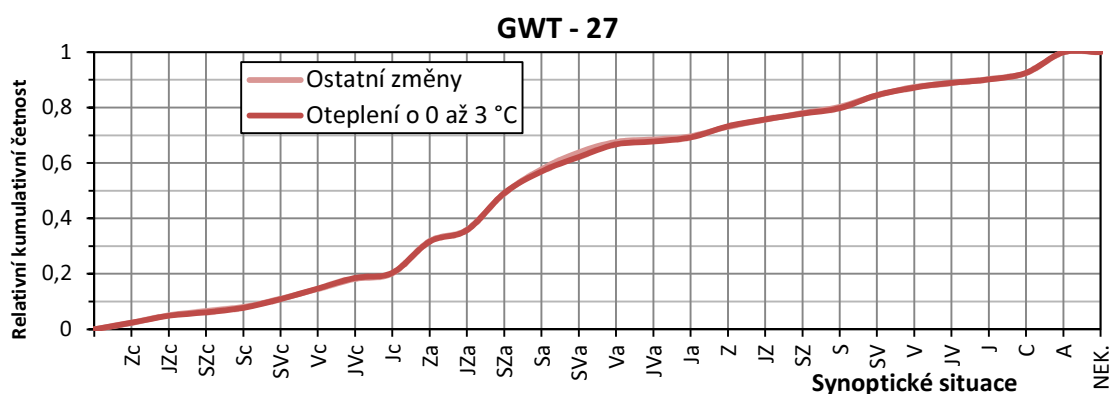
**Graf 6.27:** Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 18 pro období 1961 – 1998.



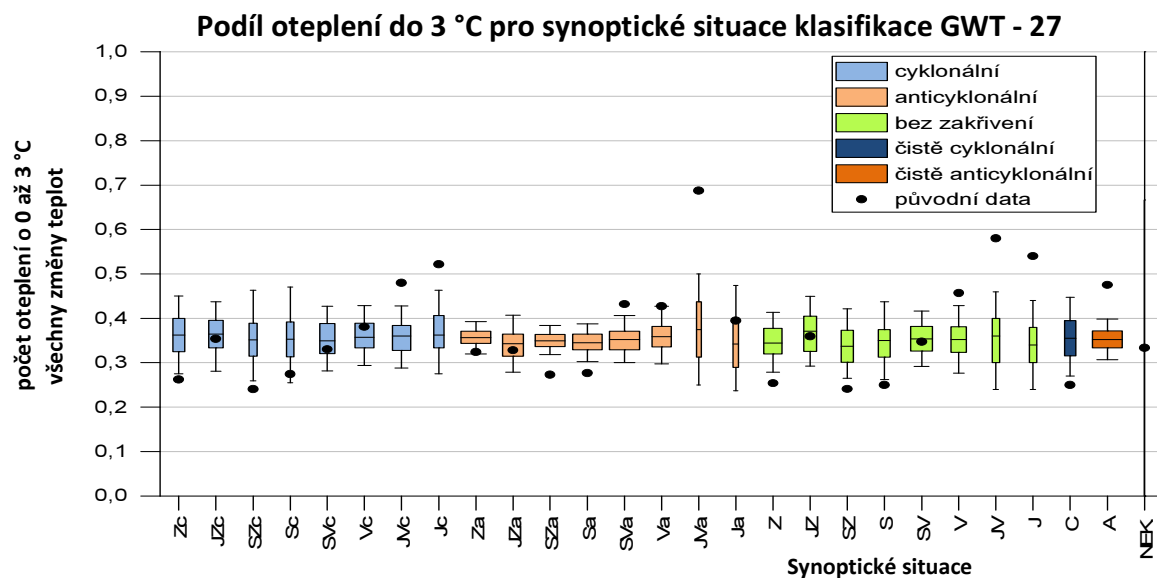
**Graf 6.28:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl oteplení do 3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci GWT - 18 pro období 1961 – 1998.

### 6.3.7 Klasifikace GWT - 27

V klasifikaci GWT – 27 je nejpočetnější severozápadní anticyklonální situace, která čítá 458 dní. Z toho pak ve 168 dnech spadají změny teplot do intervalu oteplení o 0 až 3 °C (graf 6.29). Při jihovýchodní anticyklonální situaci tvoří oteplení do 3 °C 69 % všech změn, což je největší podíl z celé klasifikace. Rozdělení se ani v tomto případě navzájem neliší (příloha 19). Největší rozdíl relativních kumulativních četností je 0,016, přitom kritická hodnota k zamítnutí nulové hypotézy je 0,044.



**Graf 6.27:** Četnosti mezidenních změn letních maximálních teplot pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 27 pro období 1961 – 1998.



**Graf 6.30:** Výsledky testu Monte Carlo, box-ploty vyjadřují rozptyl podílů náhodně spojených změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C se synoptickou situací a všech změn náhodně spojených se synoptickou situací. Tečky vyjadřují podíl oteplení do 3 °C ve všech původních změnách pro jednotlivé situace v klasifikaci GWT - 27 pro období 1961 – 1998.

Podíly oteplení do 3 °C jsou vyšší než rozptyl náhodně spojených změn a synoptických situací v případě jihovýchodního a jižního cyklonálního proudění, severovýchodního a jihovýchodního anticyklonálního proudění, východního, jihovýchodního a jižního proudění bez zakřivení izobar a u čistě anticyklonálního proudění vzduchu (graf 6.30). Nulová hypotéza testu Monte Carlo byla pro tyto případy zamítnuta. Ve všech případech převládá přísun teplejšího vzduchu do střední Evropy, nebo se nad střední Evropu nasouvá hřeben vysokého tlaku vzduchu. Naopak, pokud převládá příliv vzduchu od západu, severozápadu nebo severu, je podíl oteplení nižší než rozptyl náhodně spojených změn a synoptických situací.

### 6.3.8 Srovnání klasifikací

Rozdělení četností oteplení do 3 °C jsou od rozdělení četností ostatních změn teplot rozdílné jen minimálně ve všech klasifikacích. Podle testů dobré shody K-S pro dva výběry jsou rozdělení ve všech případech shodná. Podobně jako v zimě jsou drobná oteplení pozorovaná při všech synoptických situacích ve vybraných klasifikacích.

Podíly oteplení do 3 °C jsou vyšší při situacích, kdy panuje anticyklonální charakter počasí, nebo při advekci teplého vzduchu od jihovýchodu, jihu nebo jihozápadu, což platí pro všechny klasifikace. V klasifikaci JCT – 9, která se skládá jen ze směrových typů bez zakřivení, je nejzřetelněji vidět vyšší podíly oteplení při situacích s prouděním od jihu, jihovýchodu a východu a naopak nižší podíly při proudění od západu, severozápadu a severu. Velmi podobně se jsou podíly rozděleny také u klasifikace JCT – 18. V klasifikaci JCT – 27 jsou výsledky zkreslené v důsledku vysokého počtu neklasifikovaných situací a relativně nízkými četnostmi ostatních typů.

Podíly v klasifikacích GWT – 18 vycházejí velmi podobně jako v klasifikaci JCT – 18. Nejmarkantnější je rozdíl při čistě cyklonální situaci. Zatímco v klasifikaci GWT – 18 je podíl oteplení zřetelně nižší než rozptyl náhodně spojených změn, v případě JCT – 18 je podíl vyšší než 75 % rozptylu náhodně generovaných spojení. Nesoulad v čistě cyklonálním typu je i mezi klasifikacemi GWT – 27 a JCT – 27.

Až na klasifikaci JCT – 27 se spojení čistě anticyklonálního proudění a vyššího podílu oteplení do 3 °C potvrdilo. Ke sledovanému oteplení navíc dochází také při advekci teplého vzduchu od východu, jihovýchodu a jihozápadu.

## 7. Závěr

Asymetrie mezidenních změn teplot jsou v diplomové práci spojovány s fyzikálními příčinami, které byly nastíněny v práci Huth et al. (2001). Podle hypotéz jsou příčiny asymetrického tvaru rozdělení hlavně přechody atmosférických front a radiační bilance.

Anticyklonální proudění nad střední Evropou přispívá k asymetrii rozdělení především v létě. V zimě se spojitost mezi tlakovou výší nad střední Evropou a častějším ochlazováním do  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  neprokázala. Podle výsledků je asymetrie rozdělení způsobena advekcí studeného vzduchu ze severu a východu. Také v létě přispívá přísun teplého vzduchu od jihu k častějšímu oteplování do  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ze stanovených hypotéz v úvodu se tak potvrdila souvislost anticyklonálního proudění s asymetrií rozdělení jen v létě.

Na základě výsledků tak lze objasnit příčiny vzniků asymetrií v mezidenních změnách teplot. V létě jsou velké ochlazení o více než  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  spojeny s přechodem studených front. Četnější oteplování do  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  je pak zapříčiněno kladnou radiační bilancí a advekcí teplého vzduchu. V zimě jsou pak častější oteplení o více než  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  spojeny s přechody teplých front. Asymetrie v intervalu od 0 do  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  pravděpodobně vzniká v důsledku advekce studeného vzduchu.



## Seznam použité literatury

- ABERCROMBY, R. *Principles of forecasting by means of weather charts*. HM Stationery Office, 1885.
- ALLABY, M. *Encyclopedia of weather and climate*. Facts on file, 2007.
- BARRIOPEDRO, D. et al. A climatology of Northern Hemisphere blocking. *Journal of Climate*, 2006, 19.6: 1042-1063.
- BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. *Atmosphere, weather and climate*. Routledge, 2009.
- BARRY, R.G.; CARLETON, A.M. *Synoptic and dynamic climatology*. Psychology Press, 2001.
- BECK, C.; JACOBET, J.; JONES, P. D. Frequency and within-type variations of large-scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in Central Europe since 1780. *International Journal of Climatology*, 2007, 27.4: 473-491.
- BEDNÁŘ, J.; KOPÁČEK, J.. *Jak vzniká počasí*. Karolinum, 2005.
- BRIDGMAN, H.A.; OLIVER, J.E. *The global climate system: patterns, processes, and teleconnections*. Cambridge University Press, 2006.
- CAHYNOVÁ, M.; HUTH, R. Changes of atmospheric circulation in central Europe and their influence on climatic trends in the Czech Republic. *Theoretical and applied climatology*, 2009, 96.1-2: 57-68.
- COMPAGNUCCI, R.H.; RICHMAN, M.B. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? *International Journal of Climatology*, 2008, 28.6: 703-726.
- ČHMÚ. Český hydrometeorologický ústav [online]. 2015, [cit. 1.8. 2015]. Dostupné z: [www.chmi.cz](http://www.chmi.cz)
- HARKEY, M. *The 3-D structure and weather associated with mid-latitude cyclones* [online]. 2015, [cit. 6.5. 2015]. Dostupné z: <http://www.aos.wisc.edu/~aos101mh/lect13.html>
- HASSANZADEH, P.; KUANG, Z.; FARRELL, B.F. Responses of midlatitude blocks and wave amplitude to changes in the meridional temperature gradient in an idealized dry GCM. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41.14: 5223-5232.
- HUTH, R. et al. Classifications of atmospheric circulation patterns. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 2008, 1146.1: 105-152.

- HUTH, R.; KYSELÝ, J.; DUBROVSKÝ, M.. Time structure of observed, GCM-simulated, downscaled, and stochastically generated daily temperature series. *Journal of Climate*, 2001, 14.20: 4047-4061.
- CHEN, P.; HOERLING, M.P.; DOLE, R.M. The origin of the subtropical anticyclones. *Journal of the atmospheric sciences*, 2001, 58.13: 1827-1835.
- JAMES, P.M. An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 2007, 88.1-2: 17-42.
- JONES, P.D.; HULME, M.; BRIFFA, K.R. A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology*, 1993, 13.6: 655-663.
- KOLEKTIV, H.M.Ú. *Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR*. HMÚ, 1968.
- KST. Klub slovenských turistů [online]. 2015, [cit. 3.5. 2015]. Dostupné z: <http://www.kst.sk/>
- KYSELÝ, J.; HUTH, R. Relationships of surface air temperature anomalies over Europe to persistence of atmospheric circulation patterns conducive to heat waves. *Advances in Geosciences*, 2008, 14: 243-249.
- KYSELÝ, J. Influence of the persistence of circulation patterns on warm and cold temperature anomalies in Europe: analysis over the 20th century. *Global and Planetary Change*, 2008, 62.1: 147-163.
- LAMBERT, S.J. Discontinuities in the long-term Northern Hemisphere 500-millibar heights dataset. *Journal of climate*, 1990, 3.12: 1479-1484.
- LITYNSKI, J.K. Classification numérique des types de circulation et des types de temps en Pologne. *Cahiers de géographie du Québec*, 1970, 14.33: 329-338.
- MCGREGOR, G.R.; NIEUWOLT, S. *Tropical climatology*. John Wiley & Sons, 1998.
- MCILVEEN, R. *Fundamentals of weather and climate*. Psychology Press, 1991.
- MCKENDRY, I.G.; STURMAN, A.P.; OWENS, I.F. A study of interacting multi-scale wind systems, Canterbury Plains, New Zealand. *Meteorology and atmospheric physics*, 1986, 35.4: 242-252.
- MÜLLER, M. *Nebezpečné meteorologické a klimatické jevy*. Přednáška. Praha: Univerzita Karlova v Praze, 15. října 2014.
- NOAA. National Oceanic And Atmospheric Administration [online]. 2015, [cit. 5.5. 2015]. Dostupné z: <http://www.noaa.gov/>

- OLIVER, J.E., ed. *The encyclopedia of world climatology*. Springer Science & Business Media, 2005.
- PERRY, A.; MAYES, J. The Lamb weather type catalogue. *Weather*, 1998, 53.7: 222-229.
- PHILIPP, A. et al. COST733CAT—a database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2010, 35.9: 360-373.
- PHILIPP, A. et al. Cost733class-1.2 User guide.
- PISKALA, V. *Asymetrie rozdělení mezidenních teplot vzduchu a jejich souvislosti s meteorologickými podmínkami*. Praha, 2013. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. Vedoucí práce RNDr. Radan Huth, DrSc.
- ROSSBY, C.G. et al. On the general circulation of the atmosphere in middle latitudes. *Bull. American Meteorological Society*, 1947, 28.6: 255-280.
- SINCLAIR, M.R.; WATTERSON, I.G. Objective assessment of extratropical weather systems in simulated climates. *Journal of Climate*, 1999, 12.12: 3467-3485.
- SOBÍŠEK, B. *Meteorologický slovník výkladový terminologický: S cizojazyčnými názvy hesel ve slovenštině, angličtině, němčině, francouzštině a ruštině*. Academia, 1993.
- TIBALDI, S.; MOLTENI, F. On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, 1990, 42.3: 343-365.
- WERNER, P.C.; GERSTENGARBE, F.W. *Katalog der Großwetterlagen Europas (1881–2009) nach Paul Hess und Helmut Brezowsky*. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, Germany, 2010.
- WILKS, D.S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic press, 2011.
- WMO. World Meteorological Organization [online]. 2015, [cit.15.4. 2015]. Dostupné z: [https://www.wmo.int/pages/index\\_en.html](https://www.wmo.int/pages/index_en.html)
- YOUNG, M.V. Back to basics: Depressions and anticyclones: Part 2—Life cycles and weather characteristics. *Weather*, 1994, 49.11: 362-370.

## Seznam příloh

<b>Příloha 1</b>	<i>Seznam cirkulačních typů klasifikace JCT - 9</i>
<b>Příloha 2</b>	<i>Seznam cirkulačních typů klasifikace JCT - 18</i>
<b>Příloha 3</b>	<i>Seznam cirkulačních typů klasifikace JCT - 27</i>
<b>Příloha 4</b>	<i>Seznam cirkulačních typů klasifikace GWT - 18</i>
<b>Příloha 5</b>	<i>Seznam cirkulačních typů klasifikace GWT - 18</i>
<b>Příloha 6</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace Hesse a Brezowského v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 7</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 8</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 9 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 9</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 18 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 10</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 27 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 11</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 18 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 12</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 27 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 13</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 14</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 15</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 9 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 16</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 18 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 17</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT – 27 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 18</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 18 v letech 1961 - 1998</i>
<b>Příloha 19</b>	<i>Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 27 v letech 1961 - 1998</i>

## Přílohy

**Příloha 1:** Seznam cirkulačních typů klasifikace JCT - 9

JCT 9		proudění
1	Z	západní
2	SZ	severozápadní
3	S	severní
4	SV	severovýchodní
5	V	východní
6	JV	jihovýchodní
7	J	jižní
8	JZ	jihozápadní
9	NEK.	neklasifikované

**Příloha 2:** Seznam cirkulačních typů klasifikace JCT - 18

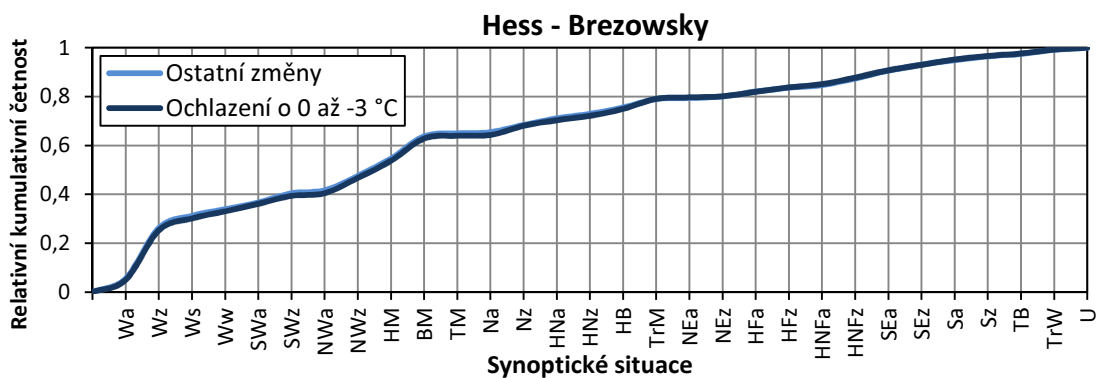
JCT 18		proudění
1	Zc	západní cyklonální
2	SZc	severozápadní cyklonální
3	Sc	severní cyklonální
4	SVc	severovýchodní cyklonální
5	Vc	východní cyklonální
6	JVc	jihovýchodní cyklonální
7	Jc	jižní cyklonální
8	JZc	jihozápadní cyklonální
9	Za	západní anticyklonální
10	SZa	severozápadní anticyklonální
11	Sa	severní anticyklonální
12	SVa	severovýchodní anticyklonální
13	Va	východní anticyklonální
14	JVa	jihovýchodní anticyklonální
15	Ja	jižní anticyklonální
16	JZa	jihozápadní anticyklonální
17	C	čistě cyklonální
18	A	čistě anticyklonální

**Příloha 3:** Seznam cirkulačních typů klasifikace JCT - 27

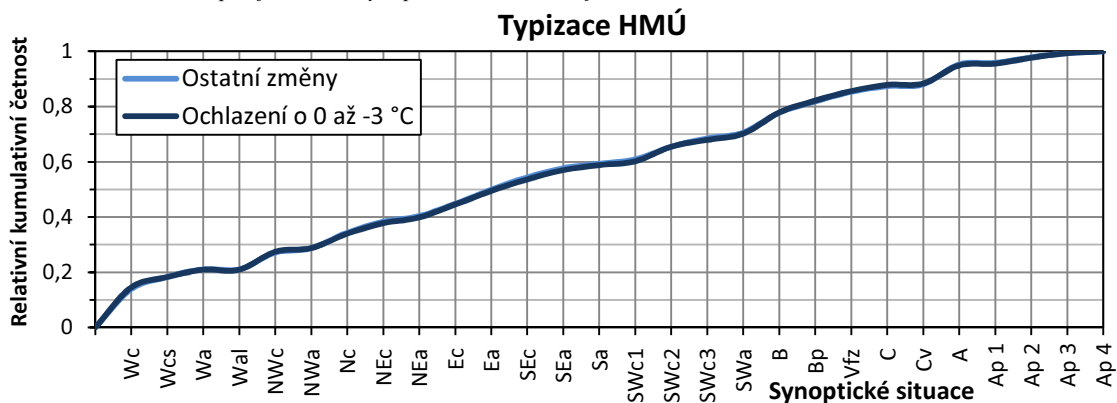
JCT 27		proudění
1	Zc	západní cyklonální
2	SZc	severozápadní cyklonální
3	Sc	severní cyklonální
4	SVc	severovýchodní cyklonální
5	Vc	východní cyklonální
6	JVc	jihovýchodní cyklonální
7	Jc	jižní cyklonální
8	JZc	jihozápadní cyklonální
9	Z	západní cyklonální
10	SZ	severozápadní
11	S	severní
12	SV	severovýchodní
13	V	východní
14	JV	jihovýchodní
15	J	jižní
16	JZ	jihozápadní
17	Za	západní anticyklonální
18	SZa	severozápadní anticyklonální
19	Sa	severní anticyklonální
20	SVa	severovýchodní anticyklonální
21	Va	východní anticyklonální
22	JVa	jihovýchodní anticyklonální
23	Ja	jižní anticyklonální
24	JZa	jihozápadní anticyklonální
25	C	čistě cyklonální
26	A	čistě anticyklonální
27	NEK.	neklasifikované

GWT 18		proudění
1	Zc	západní cyklonální
2	JZc	jihozápadní cyklonální
3	SZc	severozápadní cyklonální
4	Sc	severní cyklonální
5	SVc	severovýchodní cyklonální
6	Vc	východní cyklonální
7	JVc	jihovýchodní cyklonální
8	Jc	jižní cyklonální
9	Za	západní anticyklonální
10	JZa	jihozápadní anticyklonální
11	SZa	severozápadní anticyklonální
12	Sa	severní anticyklonální
13	SVa	severovýchodní anticyklonální
14	Va	východní anticyklonální
15	JVa	jihovýchodní anticyklonální
16	Ja	jižní anticyklonální
17	C	čistě cyklonální
18	A	čistě anticyklonální

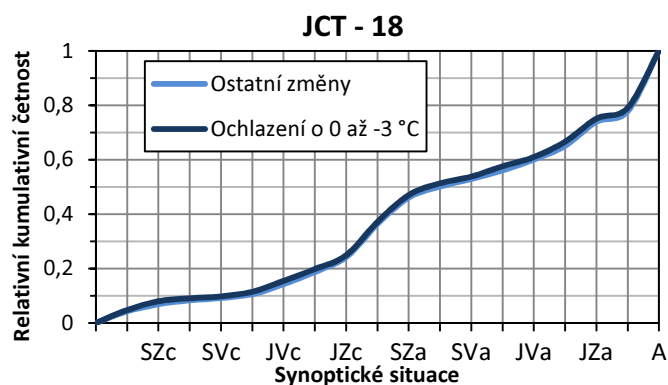
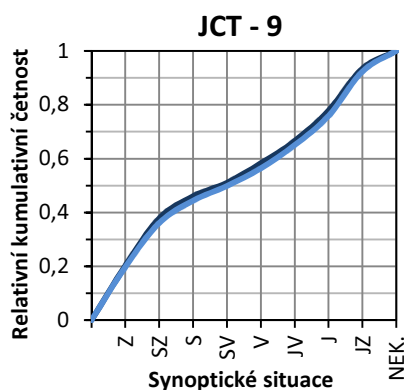
GWT 27		proudění
1	Zc	západní cyklonální
2	JZc	jihozápadní cyklonální
3	SZc	severozápadní cyklonální
4	Sc	severní cyklonální
5	SVc	severovýchodní cyklonální
6	Vc	východní cyklonální
7	JVc	jihovýchodní cyklonální
8	Jc	jižní cyklonální
9	Za	západní anticyklonální
10	JZa	jihozápadní anticyklonální
11	SZa	severozápadní anticyklonální
12	Sa	severní anticyklonální
13	SVa	severovýchodní anticyklonální
14	Va	východní anticyklonální
15	JVa	jihovýchodní anticyklonální
16	Ja	jižní anticyklonální
17	Z	západní
18	JZ	jihozápadní
19	SZ	severozápadní
20	S	severní
21	SV	severovýchodní
22	V	východní
23	JV	jihovýchodní
24	J	jižní
25	C	čistě cyklonální
26	A	čistě anticyklonální
27	NEK.	neklasifikované



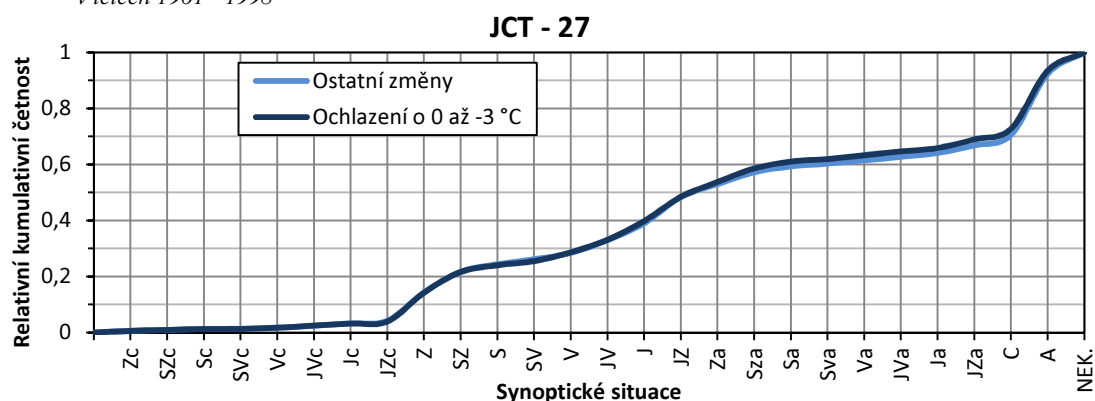
**Příloha 6:** Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace Hesse a Brezowského v letech 1961 - 1998



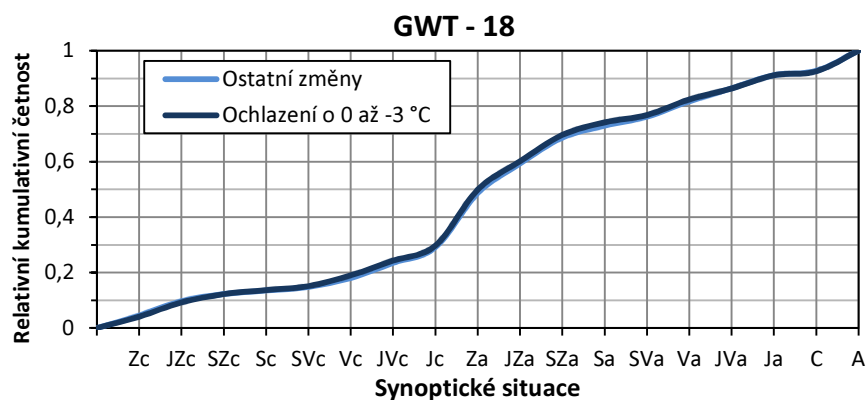
**Příloha 7:** Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ v letech 1961 - 1998



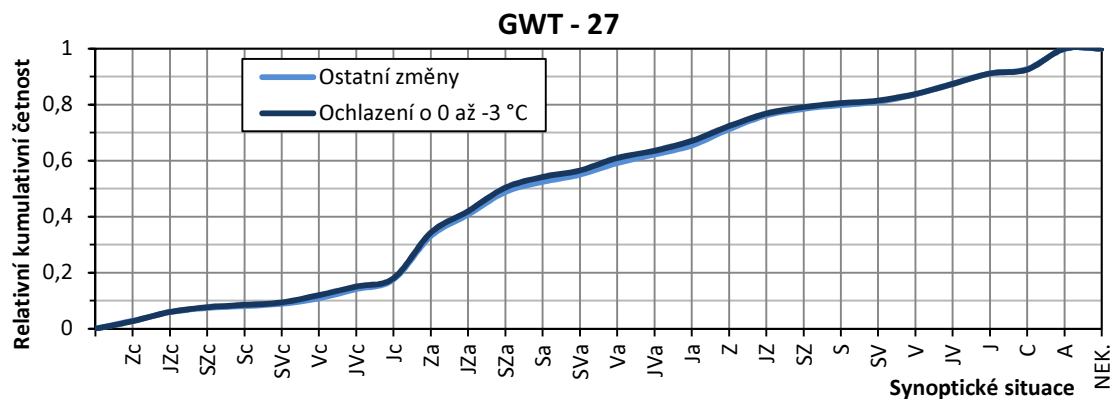
**Příloha 8 vlevo a 9 vpravo:** Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 9 vlevo a JCT - 18 vpravo v letech 1961 - 1998



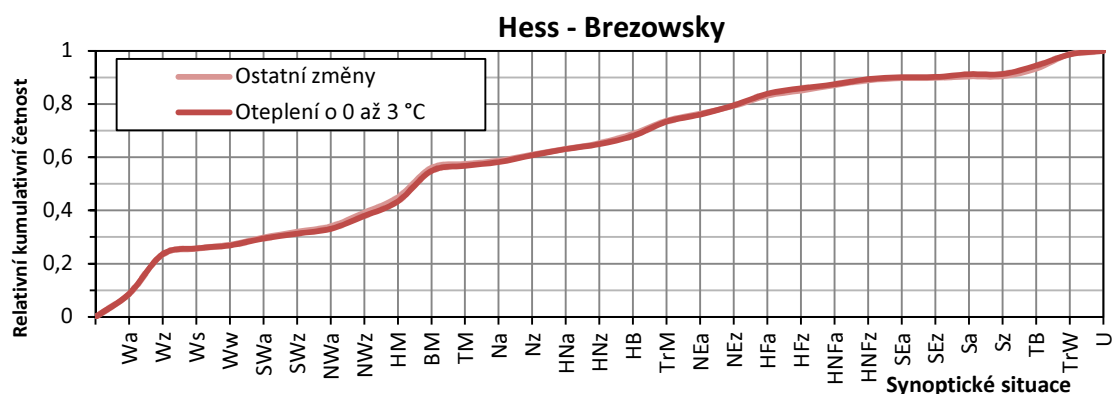
**Příloha 10:** Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 27 v letech 1961 - 1998



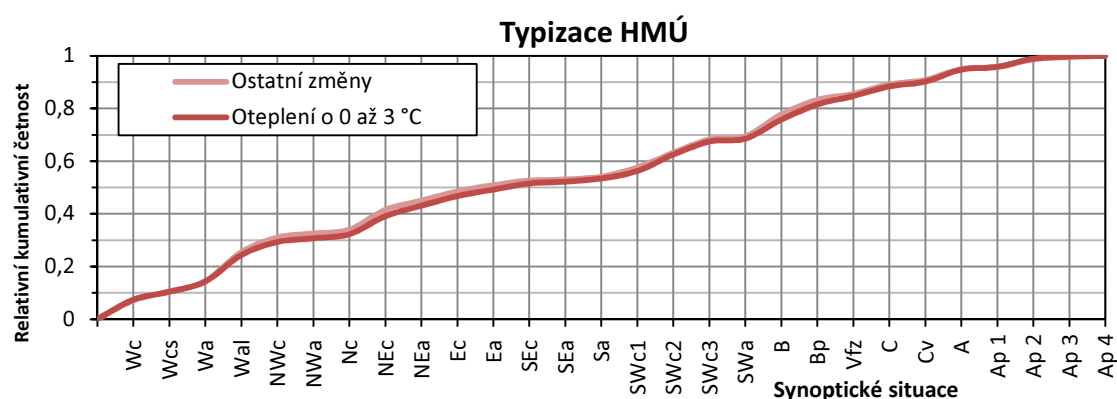
**Příloha 11:** Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 18 v letech 1961 - 1998



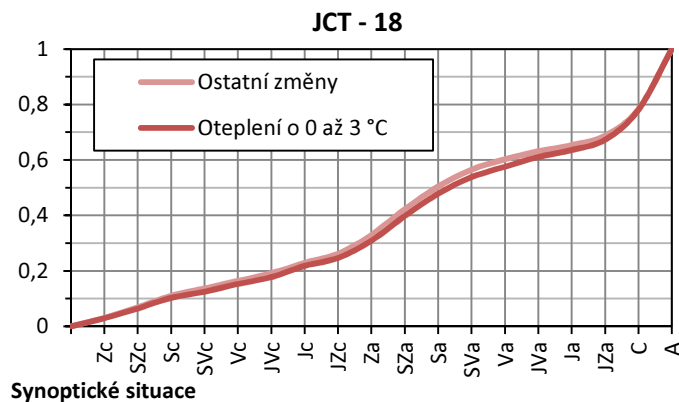
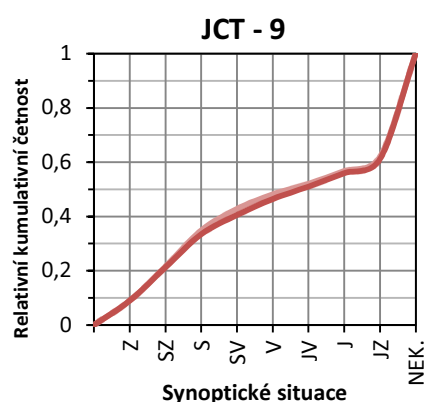
**Příloha 12:** Relativní kumulativní četnosti změn minimálních zimních teplot z intervalu 0 až -3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT - 27 v letech 1961 - 1998



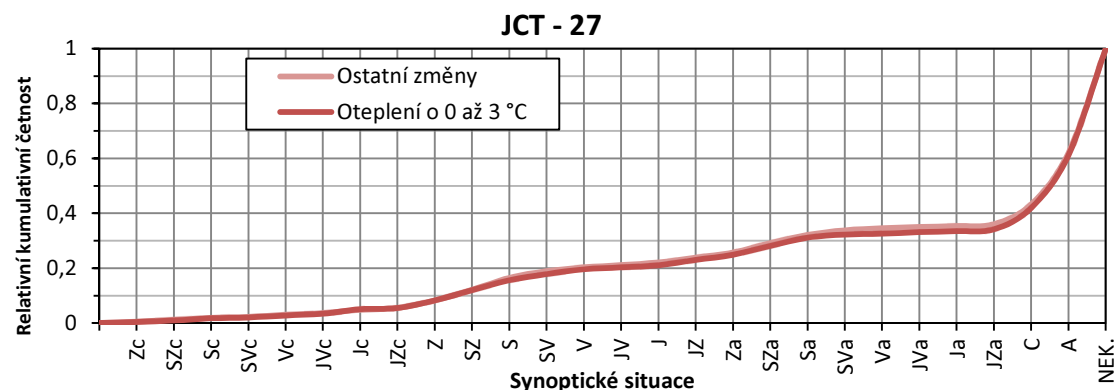
**Příloha 13:** Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace Hesse a Brezowského v letech 1961 - 1998



**Přílohy 14:** Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace typizace HMÚ v letech 1961 - 1998

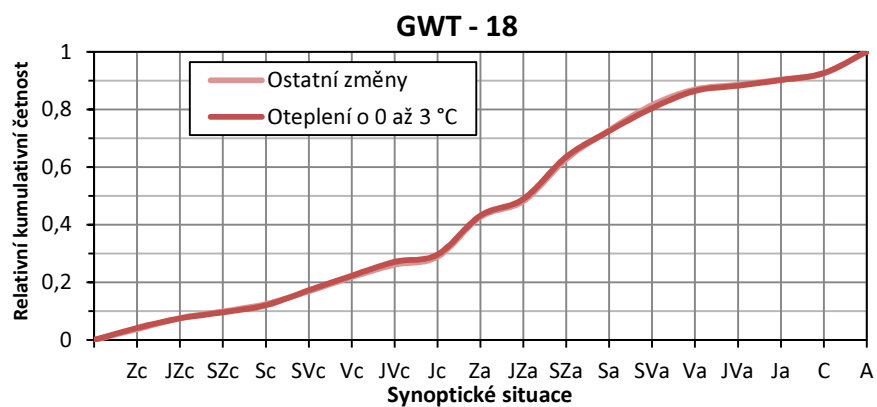


**Přílohy 15 vlevo a 16 vpravo:** Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 9 vlevo a JCT - 18 vpravo v letech 1961 - 1998

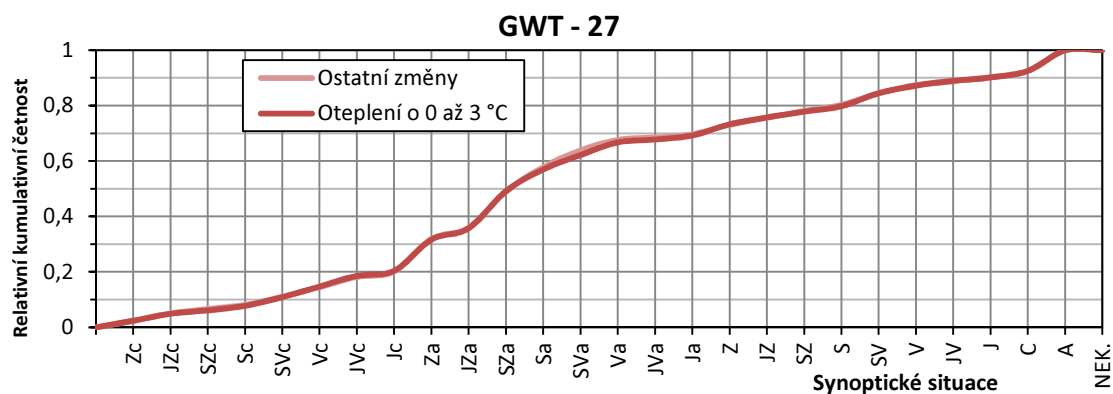


**Přílohy 17:** Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace JCT - 27 v letech 1961 - 1998





**Přílohy 18:** Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 18 v letech 1961 - 1998



**Přílohy 19:** Relativní kumulativní četnosti změn maximálních letních teplot z intervalu 0 až 3 °C a ostatních změn pro jednotlivé synoptické situace klasifikace GWT – 27 v letech 1961 - 1998